

岩石礦物礦床學會誌

第三十九卷 第六號

昭和三十年十二月一日

研究報文

古糸芭湖層の粘土礦物について	兼 松 四郎
愛知県雨生山近傍の塩基性・超塩基性火成岩（予報）	浅 井 宏
福島県徳沢鉱山産ペメント石の1種	白 水 渡 雄 廣 晴 文 利
新潟県大倉鉱山の蒼鉛鉱物について	郷 原 範 造
熊本県肥後片麻岩中の優白脈に関する2, 3の考察	山 本 博 達
磁硫鐵鉱中の微量元素について（II）（本邦磁硫鐵鉱々床の研究 IV）	武 中 俊 三

会報

会員動静

新刊紹介

Petrographic mineralogy. By E. E. Wahlstrom.

Mountain building. By R. W. VAN Bemmelen.

Internal structure of granitic pegmatite. By E. N. Cameron, R. H. Jahns, A. H. McNair and L. R. Page.

抄録

鉱物学及び結晶学	Ontario 及び Quebec 産の uraninite と thorite-anite	外 4 件
岩石学及び火山学	Wyoming 州 北部 Bighorn 山地の先カンブリア紀花崗岩類の研究	外 5 件
金属鉱床学	Steep Rock Lake の地質及び鉄鉱石	外 4 件
石油鉱床学	陸成層中の石油とガス（其の二）西部パキスタン第三系上部淡水成層からの産油	外 3 件

東北大學理學部 岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

会 報

会員動静 [新入会] 井上孝悌（山形市 緑町 3丁目 19北辰寮），新田富也（岐阜県神岡局区内神岡町前平三井金属神岡鉱業所），黒田吉益（東京都世田谷区上馬町 1 の 589）

[転居及び転勤] 小坂利率（北海道十勝国河西郡芽室町東町芽室高等学校），山岸いくま（長野県上田市諏訪郡 1821），菅野五郎（宮城県桃生郡河北町大字三輪田字堀の内），渡辺貞夫（東京都西多摩郡奥多摩町東京都水道局小河内建設事務所），斎藤甚三（福岡県田川市東区新町三井社宅），松崎庚一（新潟県長岡局区内新潟大学教育学部長岡分校）

新 刊 紹 介

Petrographic mineralogy By E. E. Wahlstrom. Igneous minerals and rocks (1947), Introduction to theoretical igneous petrology (1950), Optical crystallography (2nd edition, 1951) 等多くの好著を公にしている著者は、学生及び研究者を対象として今回 Petrographic mineralogy を著した。本書には岩石鉱物の鑑定、分類に必要な多くの表を掲げ、特に第 8 章では偏光顕微鏡下に於ける造岩鉱物の諸性質を 49 頁に亘る表で費している。先ず第 1 章では簡単に試料の類別法から、薄片、研磨片の造り方を述べ、第 2 章では磁気、電気、重液、沈かけ等による試料の選別方法と化学的、物理的試験方法の各種に就いて簡単に触れ、第 3 章では顕微鏡下に於ける鉱物の物理的性質を記載して、その識別法を説明している。第 4 章では経緯鏡台の説明と使用法を述べ、第 5 章では data の種々の図示法と Norm 計算法に触れ、第 6 章と第 7 章では造岩鉱物を夫々珪酸塩と、非珪酸塩とに分けてそれらの化学的、物理的性質から产出状態に就いて 144 頁に亘つて記述している。第 8 章は前記顕微鏡による鑑定表のみを集め、第 9 章、10 章、11 章では夫々火成岩、堆積岩、変成岩の組成、性質、分類法に就いて記述している。

尚各章毎にその内容に関する参考文献を章尾に掲げている。（本文 391 頁、附図 178、表 29、発行所 John Wiley & Sons, New York. 1955 年発行、3100 円） [植田]

Mountain building. By R. W. VAN Bemmelen. 著者は orogenesis の理論についてこれまで多くの著書を持ち、この方面的著名学者である。第 1 部 (34 頁、造山運動についての理論的考察)、第 2 部 (133 頁、インドネシア地域の orogenic evolution に対する解釈と一般地質をまとめたもの) から成り、第 1 部前半は造山運動についての現代に於ける諸説を簡単に紹介、評価し、著者自身としては orogenesis の基本的機構として “tangential compression” に賛成する。後半は著者自身の提唱する geochemical compression に基いた説を展開し、Tello-Betic 系から得た資料に自説を適用している。併し orogenesis の原理一般について広く且つ充分な知識を得ようとする人々にとつては簡単すぎるきらいがある。第 2 部はインドネシアの層序、地質時代から現世までの火山活動史、この地域の地球物理学上の資料に基いた gravitational tectogenesis、及びスンダ地域の geological evolution について詳論する。殊に 31 頁を費

(表紙 3 頁に続く)

研究論文

古琵琶湖層の粘土鉱物について

On the clay minerals of the Kobiwako bed,
Shiga Prefecture

兼 松 四 郎 (Shiro Kanematsu)*

Abstract : The Kobiwako bed, Shiga Prefecture is exposed in the southern and western parts of the Lake Biwa, and mainly consisted of the weathering soils of clay-slate, shale, sandstone and biotite-granite and many fossils are contained in it.

The results obtained from X-ray, differential thermal analysis and chemical analysis, on the clay mineral composition in each bed — from the surface of the earth to the bottom bed — are concluded as follows:

1. The clay minerals mainly composed of halloysite and hydrated halloysite mixed with illite and montmorillonite in small amount.
2. The illite is generally suggested in the granite bearing bed.
3. The soils of each bed are acidic in pH and it is favourable circumstances to form the kaolin group mineral.

1. 緒 言

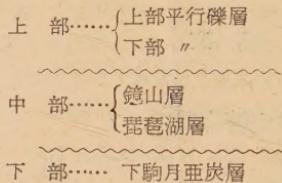
風化作用の結果生成する粘土鉱物の種類の水平的変化が明かにされている今日、地表から地下への垂直的変化も考えられる。かようにして生ずる粘土鉱物は、堆積地の環境、当時の気候、或いは母岩等の因子の影響によつて異なるものと推察し、之等の関係について、滋賀県の南方に広く露出している古琵琶湖層について研究したので報告する。

本研究を行うに際し多大の助言と援助を与えられた塩入松三郎、須藤俊男、上田健夫の各先生に感謝の意を表す。尚研究費の一部は文部省科学研究費によるものである。

2. 地 質

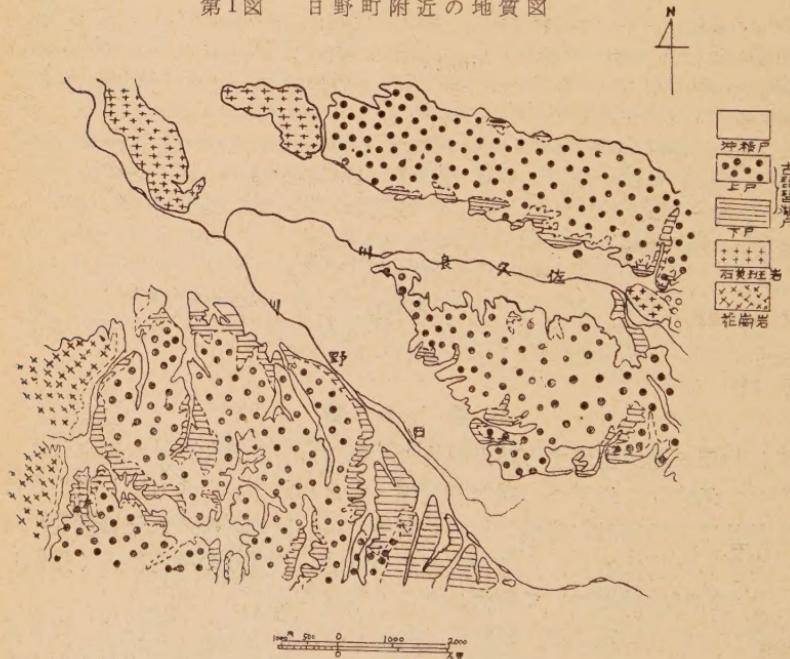
前京大教授中村新太郎氏の名づけた古琵琶湖層は、現在二ヶ所でみられる。その一は琵琶湖の西方、比良山脈麓に南北に長く露出しているもので、その二は、湖の南方に広く分布し、近江の盆地を作つているものである。

之等の地質に関する研究は既に中村、地辺¹⁾、広瀬²⁾、氏等によつて行われ、又三木氏³⁾は、この堆積層中から出る植物の諸化石について詳細に分類している。広瀬氏は、南方に発達している地層を



の様に分け、上駒月亜炭層と、之を不整合に覆う琵琶湖層を所謂古琵琶湖層であるとし、その層厚は 70m に達していると報告している。

第 1 図 日野町附近の地質図



その後池辺氏が、甲賀郡を主とした調査で、前記の古琵琶湖層に相当する層を佐山階と油日階に分ち、前者は I₂、後者は I₁、に属するとした。第 1 図は日野町附近の地質図である。

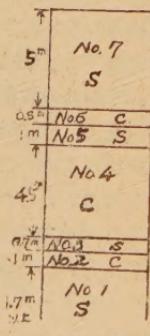
- 1) 池辺展生；地球 20, 1~20, 1933
- 2) 広瀬正資；地球 21, 9~24, 1934
- 3) 三木茂；鉱物と地質 9, 3~42, 1948

古琵琶湖層の最下部をなす亜炭層は、蒲生郡日野町南方に主に露われ、黒雲母、花崗岩質礫及び粗砂とそれらの風化物から生成したと思われる粘土層と互層をなし、軽石を伴い数多くの貝化石や植物化石を有す。その上に不整合をなして各地に発達している琵琶湖層は、粘土を主に含んでいる青灰色の層（粘土層と仮称する）と砂土層の互層となり、粘土層でも下層のものには長さ6~7cm巾2~3cmの漂木が概ね層面に並行して存在し、場所によつては、40~50cmの厚層をなす事もある。

粘土層と砂土層の互層の状態並びにその厚さは堆積当時の環境によつて一定せず、或場所に於ては5~6回互層をなすものさえある。而して粘土層も、一見して同一成分の様に観察しても、淘汰分析の結果、かなり相違のある事を知る。この事は砂土層に於ても同じである。且之等両層を構成している物質も、花崗岩類のもの、秩父古生層に属する粘板岩、硅岩、砂岩等の岩石屑、或いはホルンフェルスの如き変成岩を主とするもの、又は花崗岩と粘板岩等が混在した層があつて、詳細に調査すれば、堆積当時の搬入経路を推察する事も出来る。母岩を異にしている為、在在している鉱物も亦異り、且それ等鉱物も分級作用をうけ、堆積するまでに受ける崩壊作用（disintegration）と分解作用（decomposition）の為、鏡下で観ると各々特有の形態と変化をなしている。例えば日野町近傍の墓谷の堆積状態をみると、第2図に示す様に、粘土層が3~4回互層し、各粘土層中の鉱物を鏡下でみると、第2層中の石英は、その大きさが殆んど均一で、概ね円味をおび、他に多数の白雲母を伴つている。長石の多くは、粘土化作用をうけ、その形状は不定であるが、角は破壊され、粘板岩、砂岩の風化物の集積したように觀られるに對し、第三層に於ては、主として花崗岩があり、外に粘板岩が混在し、角稜を有す石英に富んでいる。第4層は殆んど花崗岩の風化物からなり、主なる鉱物は、石英、長石、黒雲母で、外に少量の磁鐵鉱、ジルコンが含まれ、長石及び黒雲母は変化を受けない。而して各鉱物の量は下方程少く、就中第2層中には植物化石が層面に直角に群生し、茎の中には酸化鉄の沈澱すらみられる外、藍鐵鉱も見られる¹⁾。藍鐵鉱の成因及び性状については、1953年4月の地質学会で筆者が発表した所である。石英が円味を帶びているのは、恐らく水の凹磨作用に因る事は明らかであるが、山地から堆積地に運搬されてくる間にうける結果のみでなく、湖中に搬入後、潮流による廻転作用の影響も見逃し得ないと考える。かかる場合、流れの早い場所では、渦巻の形状に依つて異つた集積型を作る事が考えられる。

木村氏²⁾は、渦は同辺から粒子を集め、減衰と共に粒子を集積するが、その際生ずる集積物は、分級作用によつて局部的に周囲の粒度分布と異つた分布を示すと報告しているが、古琵琶湖層の同一の層でも、場所によつて各々異つた集積型を残しているのは注目すべき点である。

第2図



S; 砂土層

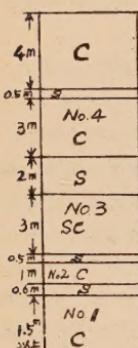
C; 粘土層

1) 兼松四郎；地学研究 1, 39~41, 1954

2) 木村春彦；地質学誌誌 61, 103~116, 1955

堆積層で鉄、アルミナ及び石灰の溶脱中、最も著しいのは鉄であろう。例えば徳谷の堆積状態は第3図の様である¹⁾ 四つの粘土層中の 1μ 以下の試料の Na_2CO_3 に溶解する SiO_2 の量を定量した結果、第一・第三の両層は比較的脱珪酸作用が行われたが、第2層（含植物化石）は、この作用が不活潑であった事がわかつた。恐らく本層は後述の様に、他の層に比して pH が低かつた為と思う。又鉄の移動も周囲の状況によつてかなり相違のある点が認められる。中でも、最も関係のあるのは地下水であろう。地下水で飽和浸漬の層の下では、還元状態にある関係上、青い層を作る。地下水の上下の動きは、土壤の組織、構造等によつて異なるが、粘土をもつた孔隙の少い堆積下では、全くこの動きは停止している。従つて上下の運動によつて浸される時間と度数によつて、土壤の色と集積の状況が異なるとさえ云われている。各地の堆積状態をみても概ね鉄層が粘土層上にみられるのは、多分、組織の粗い砂を通過した地下水が粘土層の上で停滞し、水に溶解した亜酸化鉄は、ここで酸化さ

第3図



S；積土層 C；粘土層

SC；砂質粘土層

れて酸化鉄となり集積したものと思う。又第2層の humus の下に鉄層の生成をみると、寒冷及び常温下では堆積当時の水生植物や、その他の有機物の分解作用は不活潑で、植物及び周囲の水に塩基欠乏の折は、ここに酸性腐植酸の生成が考えられ、この際雨水があると、腐植酸は sol となつて浸透水と共に下層に動き、浸透された土壤中から Fe, Al 等が膠質物にとかされて移動するが、ある所で再び沈積して ortstein を作る。

第1表 分析成績（土壤分析法に依る）

	1層	2層	3層	4層
熱塩酸に溶ける珪酸	0.35%	0.44%	0.46%	1.68%
10%の炭酸ソーダに溶ける珪酸	24.92	17.37	24.65	20.67
全珪酸	25.27	17.81	25.11	22.35
Fe_2O_3	5.90	2.20	2.00	3.60
Al_2O_3	4.10	1.10	2.50	2.10
塩酸不溶解物質	49.73	63.89	57.35	55.38
腐植含量 (Tiulin法)	3.62	5.71	1.61	0.50

1) 兼松四郎；地質学雑誌（論旨）59, 333, 1953

Picea Koribai (オオバラモミの毬果), Pinus Fujii MIKI (フジイマツの果実), Pseudo loomisi Simpson (かわたがい) 及び Rristaria pricata Spatiosa (からすみ) の化石も下部粘土層中から見出される。三木氏に依れば、Picea Koribai と Pinus Fujii MIKI は、共に第三紀鮮新世のもので、淡水の堆積地に生育したものとの様である。前者は、好湿性針葉樹で、成長当時の気候は、夏の気温は現在と比べて大差ないが、冬期は今日に比べて温暖であつたと報じている。

3. 陶汰分析

著者は、墓谷、徳谷の堆積状態に鑑み、各地に露出している古琵琶湖層の堆積状態について詳細に調査を行つた。即ち上層から各单層毎に層厚を測定の上、試料を採取した。同じ单層でも数ヶ所から試料を採取の上、よく混じた後、四分法に従つて一定量を探り、2mm以上の礫は篩に依つて除き、この篩を通過した部分を下記の法で粗砂(Coarse sand, 2~0.2mm)、細砂(Fine sand, 0.2~0.02mm)、微砂(Silt, 0.02~0.002mm)、及び粘土(Clay, 0.002mm以下)に分けた。先ず、礫を除去した試料を風乾後、20gを秤量し、6%の過酸化水素水を加えて加熱し、有機物を除去した後、所定の方法に従つて処理し、0.2mmの篩で粗砂を除いた懸濁液から、ビベット法に依り、微砂及び粘土を定量した。即ち懸濁液を振盪後円筒内に移し、1立とし、更に一分間よく反覆攪拌し静置する。各温度に於ける粘土、微砂の沈降速度を記録した表に依り、ビベットで円筒内の所定の採取部位の深さから各々を探り、乾燥、秤量して百分率を算出する。此の様にして得た粘土の粒径は、0.002mm以下であるが、分析、X線、示差熱分析に用いる場合は、更に次の方法を用いて粒径0.001mm以下とする。即ち、円筒から採取した粘土を遠心分離器に移し、一分間に1000回転の状態を28秒続けた後、上澄液をピーカーに移し、アンモニアを2~3滴添加する。上部が澄んだ後更に遠心分離器にかけ、一分間に3000回転の速度で30分間行い、暫時放置して上澄液をルツボに入れ蒸発乾固して供試料とする。

第2表はこの方法を用いて陶汰分析を行つた結果で、採集地は第4図に示す。

第2表に示す様に、各地に於ける層位は、粘土層と砂土層との互層よりなるが、一見同一の粘土層と考えても、分析の成績の示すが如く、むしろ砂土層と見做すのが妥当の場合もあり、この様な場合に於て、溶脱した鉄は他の緻密な構造の粘土層に比べて動き易く、従つて鉄の沈澱の生成も出来易い。

次に各地層の粘土層から分離した1μ以下の粘土について、粘土鉱物の種類を決定する為示差熱分析とX線を用いて実験した。

4. 示差熱分析

本実験に供した試料は、墓谷2.46、葛木1.5、岩室、今郷の粘土層中の粘土で、示差熱曲線は第5図の通りである。

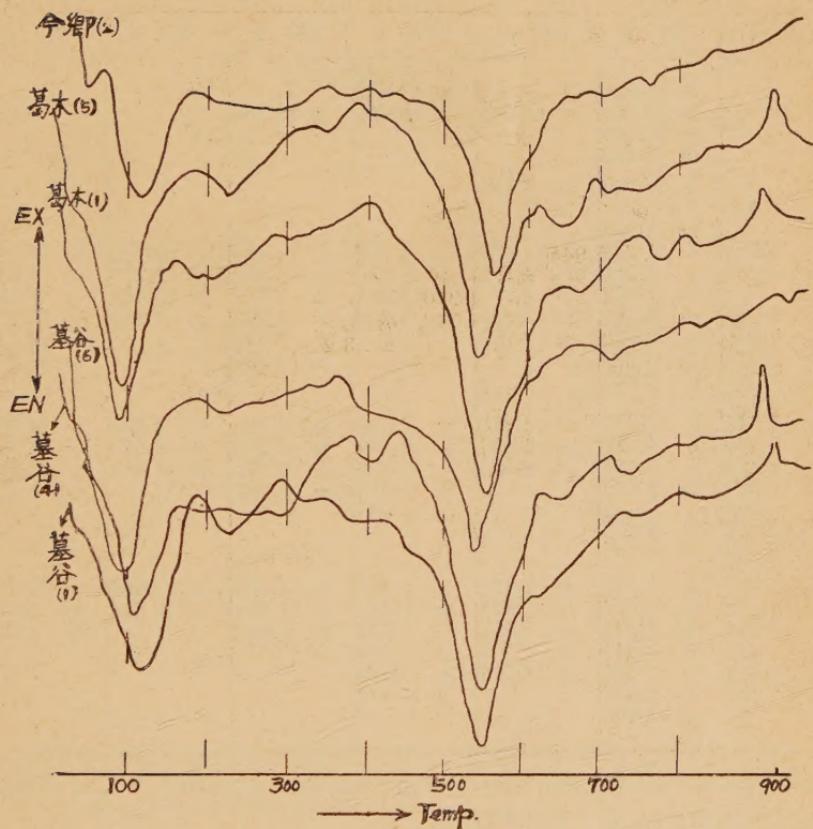
第4図 試料採取地(・印)



第2表 (層の番号は凡て下層から 1, 2, 3...)

場所	層厚	層名	粗砂	細砂	微砂	粘土
別所(1)	4.40以上	粘土層(植化)	9.92	15.69	74.62	
	(2) 2.70	砂土層	0.99	6.67	91.99	
	(3) 1.20	砂質粘土層	4.10	15.02	80.80	
徳谷(1)	1.50以上	粘土層	0.40	47.96	32.90	18.30
	(2) 1.00	"	0.10	45.80	43.90	9.60
	(3) 3.00	砂質粘土層	0.10	55.60	31.40	12.40
	(4) 3.00	"	0.10	35.50	37.50	26.00
墓谷(1)	1.70以上	砂土層	90.74	4.71	1.52	0.88
	(2) 1.00	粘土層(植化)	2.87	54.23	25.40	15.10
	(3) 0.70	砂土層	50.19	35.25	6.40	4.73
	(4) 4.50	粘土層	0.58	61.02	24.62	10.98
	(5) 1.00	砂土層	10.12	40.00	30.23	14.20
	(6) 0.80	粘土層	2.29	39.93	32.08	24.20
	(7) 5.00	砂土層	83.00	8.99	2.70	3.73
下駒月(1)	4.00以上	砂土層(漂木)	71.45	21.57	3.23	2.95
	(2) 3.00	粘土層	1.89	42.47	36.20	14.13
	(3) 15.00	粘土層	64.23	23.21	3.30	3.95
大野村今郷(1)	15.00以上	砂土層	83.13	11.24	2.68	2.30
	(2) 3.00	粘土層	0.50	56.65	26.65	15.40
	(3) 4.00	砂土層	1.82	65.73	23.89	6.78
	(4) 4.00	砂土層	0.60	52.24	34.87	9.13
本桜谷村 佐久良川(1)	1500以上	砂質粘土層	0.15	61.46	27.03	9.05
	(2) 6.00	砂土層	74.86	17.41	4.23	3.25
	(3) 10.00	粘土層	0.12	53.45	29.80	13.10
	(4) 7.00	砂質粘土層	0.24	56.66	26.13	15.50
日野村谷峰(1)	7.00以上	粘土層(漂木)	1.23	47.22	33.70	16.40
	(2) 5.00	粘土層	1.80	46.00	37.60	11.65
虫生野(1)	4.00以上	砂土層	72.35	20.74	3.60	2.93
	(2) 8.00	粘土層	0.04	64.50	28.30	6.24
葛木(1)		粘土層	25.50	32.78	16.58	18.05
	(2) 6.00	砂土層	13.01	72.35	6.85	5.15
	(3) 1.50	砂質粘土層	1.48	38.77	39.08	15.30
	(4) 0.30	砂土層	35.28	51.48	7.50	4.30
	(5) 5.00	粘土層	1.16	44.88	38.33	11.50
	(6) 5.00	砂質粘土層	9.76	45.04	24.58	17.00
石塔田脇 下北		粘土層	0.21	59.95	31.40	7.85
		"	2.18	39.55	48.67	9.20
		"	—	48.97	39.20	11.02

第5図 粘土(1μ以下)の示差熱曲線



本図で分る様に、墓谷産のものはいずれも 100~120°C で著しい吸着水の脱水を、530~540°C で OH の脱水を示す。200~500°C 間は多少異つた曲線を示すが、300°C 前後の発熱は、水酸化鉄に因るもので、900°C 附近からみられる発熱ピークは恐らく脱水相から新しい結晶相への変化であろう。曲線からは加水ハロイサイトと思うが、この外 700°C に於て極めて小さいが吸熱ピークをみる点から、モンモリオナイトが存在している事も考えられる。葛木産のものも大体墓谷産のものに類似しているが、(1)のみ 700°C の吸熱ピークがなく、その外岩室産及び今郷産は、いづれも墓谷産に似て加水ハロイサイトと極めて僅ながらモンモリオナイトを伴うものと思われる。

ノレルコ X 線分光器(対陰極、銅)による実験

本実験に供した試料は、前述の粒径 1μ 以下の粘土であるが、実験の結果、分離不充分の為、各試料中に石英が多量に存在し多くの石英のピークを見た。土壤粒子を如何に細かに分別しても尚且相当量の石英が残るので、之を完全分離する事が大切である。

第3表

墓 谷				葛 木		
No. 1	No. 2	No. 4	No. 6	No. 1	No. 3	No. 5
s 10.163	w 12.628 m 10.281 m 10.048 w 8.268	m 10.048	w 13.192 w 12.998 w 10.281	m 10.281		w 10.163
w 6.416	w 7.195	w 7.195				
s 4.250	w 5.945					
m 4.230	s 4.448 s 4.250 m 4.022	m-s 4.461 m-s 4.270 w 4.040	m 4.506 w 4.270 vs 3.351	s 4.483 m 4.250 w 3.769	s 4.506 m 4.270 w 3.801	w 4.982 m 4.483 m 4.230
sm 3.934	w 3.633	vs 3.351	w 3.209	w 3.707	vs 3.351	w 3.520
m 3.866	w 3.520	m 3.209		w 3.547		vs 3.338
m 3.475	vs 3.264			vs 3.338		w 3.197
vs 3.326	s 3.197					
m 3.186						
m 2.949	s 2.577	w 2.978	w 2.563	w 2.998	w 2.738	w 2.779
vw 2.563	s 2.563	m 2.577	w 2.468	w 2.592	w 2.570	w 2.585
m 2.455	s 2.455	w 2.461	w 2.286	w 2.570	w 2.461	w 2.389
m 2.281	m 2.237		w 2.018	w 2.253		w 2.131
w 2.237	w 2.286					
vw 2.196	m 2.127					
m 2.127						
m 1.977	m 1.817	m 1.820	w 1.997	w 1.270	w 1.887	w 1.817
s 1.817	m 1.666	w 1.672	w 1.820	w 1.862	w 1.544	w 1.628
w 1.712	m 1.640	w 1.661	w 1.675	w 1.544		w 1.503
m 1.541	m 1.541	w 1.544	w 1.546			
w 1.384	w 1.505	w 1.376	w 1.423			
w 1.371	m 1.375		w 1.376			
	m 1.355					

実験の結果得られた廻折模様は 第6図の通りである。この pattern から d の値を算出した結果を示すに第3表の様である。

以上の定験数値を G. W. Brindley¹⁾, M.C. Mac Ewan, E.Grim²⁾, 須藤氏³⁾の表示する diffraction data と参照した結果、各層共 halloysite と hydrated halloysite が主要粘土鉱物であるが、示差熱分析並びに化学分析の結果から少量の illite と montmorillonite を含んでいる事を知つた。然し X 線の結果 kaolinite の 7.20Å (001) 及び 3.57Å (002) を欠いている為め本鉱物の存在については早急に断定は下しがたいと考える。

次に各地の層に於て、実験結果 d の値がある鉱物に似ているにもかゝわらず、その鉱物の I が余りに異なる点の多いのは恐らく一つの鉱物中に不純物の混入している為めか、或は全く予期していない他の鉱物が含有されているのに因るのでないかと考える。墓谷の第二層に於て 2.45Å の強い線が見られるのは、示差熱曲線に示す 300°C 前後の

1) Brindley ; X-ray identification and clay minerals p.71, p.124.

2) Grim ; Clay minerals p.88, p.89, p.94.

3) 須藤俊男 ; 粘土鉱物 附表 II, III (1)

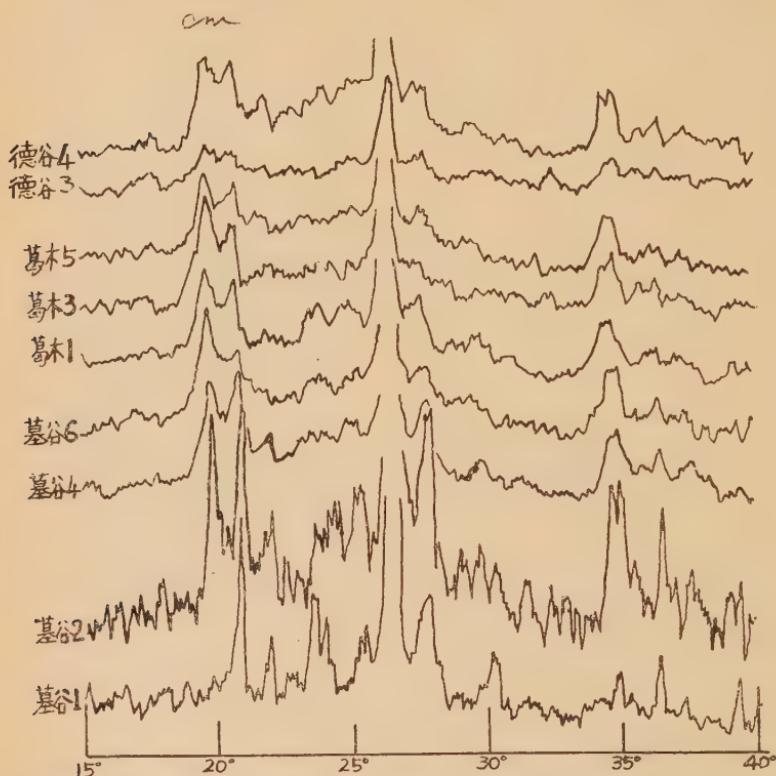
徳 谷		今 郷		下駒月	
No. 3	No. 4	No. 1	No. 2	No. 2	No. 3
		w 13.598			
	w 10.402	w 10.048	w 10.281		m 10.048
	w 10.048			s 9.935	
	w 9.048			m 7.021	m 7.314
	w 7.081				
w 5.010	m 4.461	m 4.483	m 4.461	m 4.955	m 4.719
w 4.506	m 4.250	w 4.076		m 4.670	s 4.439
	m 4.004			s 4.461	s 4.250
s 3.338	vs 3.302	s 3.351	w 3.520	s 4.250	m 4.040
w 3.220	w 3.231		s 3.338	s 3.692	s 3.707
	w 3.186			w 3.506	w 3.590
				m 3.197	w 3.266
					w 3.197
w 2.592	w 2.771	w 2.556	m 2.978	m 2.988	
m 2.563	w 2.706	w 2.127	s 2.556	s 2.570	
w 2.461	w 2.577		w 2.373	w 2.373	
	w 2.216		w 2.001	w 2.332	
				w 2.185	
w 1.503	m 1.820	w 1.910			
	w 1.541	w 1.867			
		w 1.692			
		w 1.509			

発熱ピークと併せ考えると、水酸化鉄によるものと考えられ、堆積当時の特異性を示すもので、概して各地の下層に多く見れる。

5. 結論

- 滋賀県南部に堆積している古琵琶湖層は、主として秩父古生層の風化物及びそれを貫く花崗岩の風化生成物からなる。
- 堆積物の分布区域は凡そ2つに分けられる。その一は、主に秩父古生層の岩石（粘板岩、貞岩、砂岩等）の風化物からなり、東方より運搬されたもので、日野町（日野、桜谷、鎌掛）附近でみられる。その二は花崗岩の風化物からなり西方及び南西より流入して、現在水口（水口、伴谷）、貴生川附近の堆積層をなすものである。以上の如く分類出来るが、勿論判然としたものでなく、各地共両者が混合して互層をなす事が多い。
- 日野町鎌掛でみられる亜炭層は、古琵琶湖層の下部をなす。
- 一般に、日野川の左岸の地層の下部（標高 170～175m 附近）には、殆んど地層面に並行に薄い漂木の堆積をみる。漂木は、鎌掛の下部を

第6図 粘土の廻折曲線



なす亞炭と同一種類の点から、恐らくそこから流出したものと考えられる。而してその下部に、層面に直角に植物化石を伴う。之は当時湖に生育したものと考えられる。

5. 他の漂木層は、標高 190m 附近にもあるが、その量は極めて少く、主に伴谷地方でみる。

6. 各地に露われている古琵琶湖層中の粘土鉱物は、主としてカオリン鉱物で、就中、加水ハロイサイトとハロイサイトに富み、層によつては、少量のイライトやモンモリオナイトを含んでいる。

7. 各層とも、概ね酸性を呈し、之の為カオリン鉱物の生成を一層増したものと考える。

8. 堆積物が主として花崗岩質よりなる時は、イライトの存在を明らかにする。

9. 各種岩石の堆積物を混合する場合は、混合相鉱物に富む傾向がある。

愛知縣雨生山近傍の塩基性・超塩基性火成岩(予報)*

The preliminary study on the basic and the ultrabasic igneous rocks in the vicinities of Mt. Uhu, Aichi Prefecture.

浅 井 宏 (Hiroshi Asai)**

Abstract: The basic and the ultrabasic igneous rocks intrude between the phyllite of the outer metamorphic zone of the median tectonic line and the non-metamorphic sedimentary rocks.

The successions of the igneous activities are following,

- metadiabase and metamicrogabbro,
- metagabbro,
- metagabbropegmatite,
- albitite,
- schistose-gabbro,
- relict olivine pyroxene serpentinite,
- serpentinite,
- diabase.

These rocks are formed at the stage of the tectonic movement in this districts.

I は し が き

この研究は、西南日本の外帶に属していると考えられる一つの地域に分布している塩基性・超塩基性火成岩類の分布を述べそれに基いて考えられるこれらの岩石の形成の順序及びこれらの岩石がいちじるしい構造運動¹⁾のもとで形成せられたものであることを述べたものである。

作業は 1945 年から 1947 年にわたつて、超塩基性岩類の総合研究の一つの課題としてなされたものであつて、終始、変らぬ御指導、御討論をしていただいた北海道大学鈴木醇教授、舟橋三男、橋本誠二両助教授、北海道地下資源調査所齊藤昌之技官、工業技術院地質調査所北海道支所畠山義夫、猪木幸男両技官等の超塩基性岩の研究グループの方々に厚く御礼申上げる次第である。尚、三河大野（五万分の -）の図幅の調査にあたられた工業技術院地質調査所齊藤正次技官にいろいろと通信によつて御教えをいただいた。作業にあたつて、北海道大学理学部地質学鉱物学教室の設備を借用させていただき、現地では、愛知県八名郡八名村中字利、森桂堂氏に御厄介になつた。又、作業につた

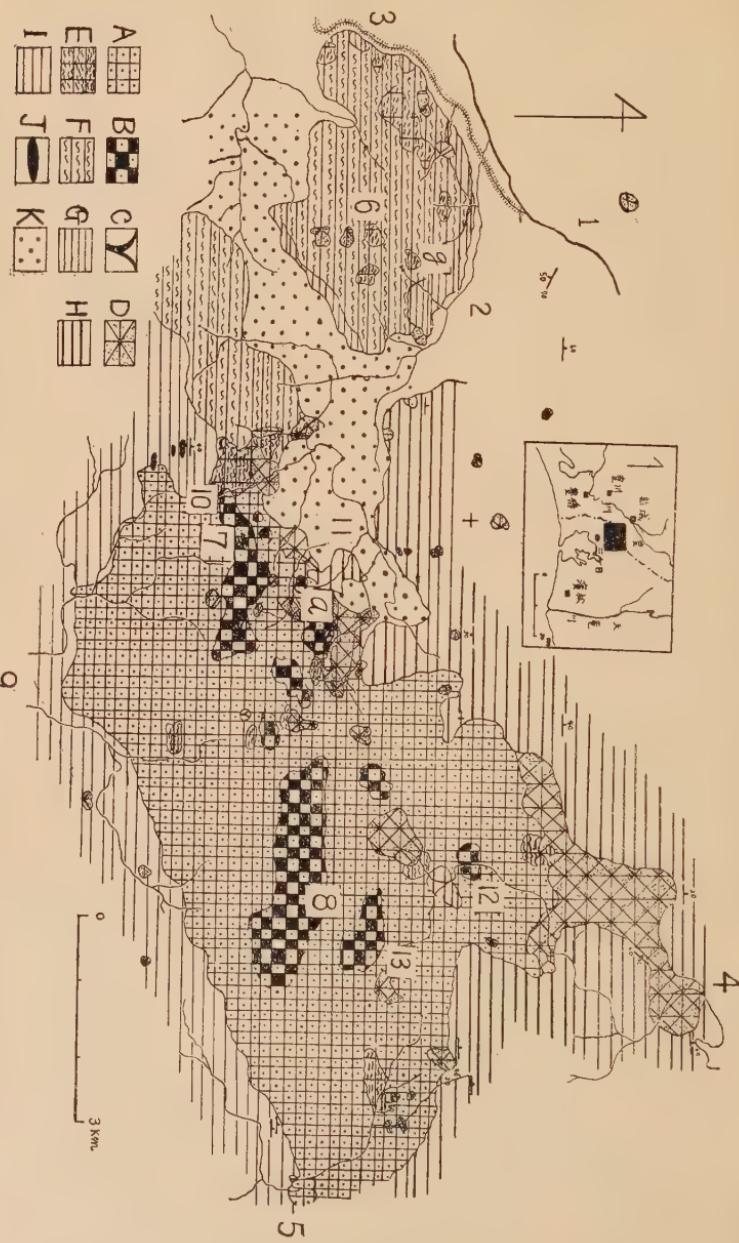
* 浅井宏：愛知県雨生塩基性火成岩体、地質学雑誌 56, 260~261, (要旨), 1950

** 北海道学芸大学地学教室

1) 小島丈児；西南日本外帶のいはゆる御荷鉢系について、地質学雑誌 56, 339~344, 1950

小島丈児；三波川変成の諸問題、地球科学、No. 6, 63~71, 1951

第1図 愛知県八名郡雨生山近傍の地質図



一部の経費は文部省、科学研究費交付金によつた。ここに各位に心から謝意を申上げる次第である。

II 地 質 概 説¹⁾

この地域は、愛知県の豊川の中流部の南東方、約8キロメートルの愛知県及び静岡県の県境附近にあるところで、飯田線の新城の南方約10キロメートルの附近にある。したがつて豊川を中心として存在する所謂中央構造線の南側（外帶）に属している部分である。

こゝに述べようとする塩基性・超塩基性火成岩類の北側は主に結晶片岩、千枚岩等から成り、南側は不变成の堆積岩から成つている。塩基性・超塩基性火成岩類は、北側に分布している岩石の中の千枚岩類と南側に分布している堆積岩類との間の不連続的な位置に形成せられたものである。本地域の千枚岩類は黒色千枚岩、緑色千枚岩等から成つていて、塩基性・超塩基性火成岩類の南側の堆積岩はチャート、珪岩、粘板岩、硬質砂岩、輝緑凝灰岩、輝緑岩及び石灰岩等から成り、秩父占生層²⁾とされている。走向、傾斜は、北側、南側の両逆入母岩ともに、部分的には可成り不規則になつてはいるが、大凡、東西の走向をもち、北に40度内外、傾斜している。

上記の如く岩質の上から不連続なところに位置を占めている塩基性・超塩基性火成岩は南北は、約5キロメートルの巾をもち、東西では、約10キロメートルの長さをもつてゐる。

これらの岩石は変輝緑岩、細粒変斑構岩、変斑構岩、変斑構岩ペグマタイト、片状斑構岩、残晶橄欖石輝石蛇紋岩、蛇紋岩及び輝緑岩等から成つてゐる。

この塩基性・超塩基性火成岩類の西方の延長にあたる吉祥山の附近には洪積層をへだてて、上記に述べた岩類とは別に、角閃岩が分布していて³⁾、前述の塩基性・超塩基性火成岩類の被逆入母岩と略々、同じような走向、傾斜をもつてゐる。

したがつて、上記の諸岩類の中から、特に、本地域に分布している塩基性岩類をあげると次の如くなるであらう。すなわち、

1. 黒色千枚岩類と共に存する緑色千枚岩類
2. 1よりも変成度の進んだものと考えられる角閃岩類
3. 偏圧のもとで形成せられたと考えられ、而も、この地域の主要な岩

1) 齋藤正次；三河大野図幅説明書、印刷中、図幅のみは1952年印刷せられた。

2) 齋藤正次；前出

3) 戸刈賢二；愛知県八名郡吉祥山附近の地質、北海道大学修業論文、1946

体を占める塊状の塩基性火成岩類（変輝緑岩、細粒変斑構岩、変斑構岩、変斑構岩ペグマタイト）

4. 3の一部の岩石が、いちじるしく偏圧をこうむつたものと考えられる片状斑構岩

5. 秩父古生層の中に挿在している輝緑凝灰岩、又は輝緑岩となるのである。

超塩基性火成岩類は主岩体であるところの、細粒変斑構岩、変斑構岩の内部か又は、細粒変斑構岩と黒色千枚岩との間に分布するか、或は、千枚岩、角閃岩、秩父古生層の中に小規模に分布しているものである。この中、細粒変斑構岩と千枚岩との間にある超塩基性火成岩がこの地域で最も広い分布を示すものである。

本地域の洪積層は黒色千枚岩、緑色千枚岩、細粒変斑構岩、蛇紋岩等を被覆していて、主に宇利川の流域に露出している。（地質図参照）

III 塩基性・超塩基性火成岩類の產状

この地域の主要な塩基性・超塩基性火成岩類を形成せられた順序に示すと次のようになる。

1. 細粒変斑構岩及びこれと隨伴する変輝緑岩
2. 変斑構岩
3. 変斑構岩ペグマタイト
4. 曹長岩
5. 片状斑構岩
6. 残晶橄欖石輝石蛇紋岩及び蛇紋岩
7. 輝緑岩

1は主岩体を形成するすもので塩基性・超塩基性火成岩類の中で先駆的に形成せられた岩石である。主に岩体の周辺部にあつて、被逆入母岩である千枚岩類及び秩父古生層と直接に接している。変輝緑岩と細粒変斑構岩とは互に漸移する様子が観察される。細粒変斑構岩は部分によつて、流理構造と考えられる所があつて、その構造の走向と傾斜は略々東西性であつて直立している場合が多い。しかし局部的には可成り不規則な構造をもつている部分も存在する。

2は岩体の中核部にあつて、細粒変斑構岩との関係を具体的に明らかになし得ないが、細粒変斑構岩に貫入しているものと考えられる。

3は変斑構岩との関係を明らかになし得ない。変斑構岩ペグマタイトの

中では細粒な変斑構岩ペグマタイトがより粗粒な変斑構岩ペグマタイト¹⁾に漸移していることが、陳座峠、宇利峠、雨生山等で観察される。しかし細粒変斑構岩の中に著しく粗粒になつた変斑構岩ペグマタイトが観察される場合がある。

4は主に変斑構岩ペグマタイトと共に伴するもので変斑構岩ペグマタイトが、次第に粗粒化してその粗粒化した部分に脈状に巾 20センチメートル～30センチメートルをもつて貫入した如き産状を示している。脈状部の末端部は分枝して次第に変斑構岩ペグマタイトに入りこんでいる。

5は本地域の塩基性火成岩体の周辺部又は岩体の内部に部分的に形成せられているか、又は角閃岩の中に胚胎していて、細粒変斑構岩又は変斑構岩が片状になつたものと思われる。

6は産状によつて考察すれば次のように区分せられる²⁾。

a. この地域の主要な岩体をなす超塩基性火成岩で残晶橄欖石輝石蛇紋岩となつている。そして細粒な変斑構ペグマタイトを捕獲している。千枚岩類と細粒変斑構岩との間に進入していて、主に黄柳野部落の北方に露出する。

b. 細粒変斑構岩又は変斑構岩に明確な境界面をもつて進入しているもので、直径は 20 メートル～50 メートル内外の円形の进入岩体である。細粒な変斑構岩ペグマタイトを捕獲している。

c. 変斑構岩と縞状構造を示しながら存在しているものである。雨生山の頂上附近及び富幕山の北麓斜面で観察せられる。雨生山の頂上附近に見られるものは、その縞状構造の走向、傾斜は東西で、西に 80度傾き、富幕山附近では走向は北 45度東、南東に 30度傾いているか縞状構造の形成の後に運動を受けて、可成り乱れているようである。

d. 主要な塩基性・超塩基性火成岩体の被进入母岩の千枚岩類、秩父古生層の中に一見して独立的に进入しているものであるが、主要な塩基性・超塩基性火成岩体の近傍に集つている。何れも小規模な进入岩体で直径数十メートル内外のものである。

e. 雨生山の西方延長である吉祥山及びその近傍に分布する角閃岩に密接に共伴しているものである。大規模なものでも 200 メートル～300 メートルの直径をもつてゐるに過ぎない。

7は細粒変斑構岩を貫いていると考へられるもので鏡下において、区別

1) 吉村豊文; 異創石, 地学辞典, p. 494, 1943

2) 浅井宏; 斑柄岩体と超塩基性火成岩体との関連性, 北海道地質要報, No. 15, 5～8, 1950

出来る程度のもので、斜長石が新鮮で、中字利部落附近に存在する。

IV 岩 質

変輝緑岩は比較的新鮮なものは特有のオフィテツク構造を示し、普通輝石、チタン輝石、斜長石（ソーシュル石）、緑泥石、磁鉄鉱を成分鉱物としている。斜長石は大部分がソーシュル石化をうけているものが多く、原岩の構造をほとんど伺い得ない程度のものである。

細粒変斑柄岩は透輝石質輝石、緑色角閃石、斜長石、緑泥石、磁鉄鉱を成分鉱物としているが、まれに斜方輝石が見られる。ソーシュル石化作用をいちじるしく受けている。輝石類は比較的安定な状態で存在していて、変輝緑岩の輝石が不安定な状態になつてゐるに比べて対照的である。この岩石の一部には透輝石、陽起石、透角閃石、緑泥石、褐色角閃石、エナリン輝石、柘榴石より成る岩石があつて、透輝石を交代して陽起石、透角閃石、緑泥石、褐色角閃石等が形成せられている。エナリン輝石はやはり透輝石を交代して他形を示すものと緑泥石に包まれて小形ながら自形を示すものがある。柘榴石はエナリンと共に伴する。

変斑柄岩は異剝石質輝石、斜方輝石、褐色角閃石、斜長石、緑泥石、磁鉄鉱から成つてゐる。斜長石はソーシュル石化する。

斑柄岩ベグマタイトは異剝石¹⁾斜方輝石、ソーシュル石、褐色角閃石、磁鉄鉱等から成つてゐるが部分的に前記の諸鉱物に灰磐柘榴石（一部緑泥石化する）、緑泥石、イルメナイトが加はることがある。輝石類はいちじるしく彎曲するか又は破碎せられている。

曹長石は本地域では、多くは斑柄岩ベグマタイトに伴われる。二次的に変化していく、黝簾石、斜黝簾石、緑泥石、ブドー石の密集塊になつてゐることが多い。又、淡緑色又は無色の角閃石に変化している。

片状斑柄岩は圧碎構造を示すことが多い。

残晶橄欖石輝石蛇紋岩又は蛇紋岩について述べることとする。（a, b, c, d は産状の項の岩石に対応する）

a. 残晶橄欖石輝石蛇紋岩で、ズン岩質のものから 10% 内外の透輝石質輝石を有するものまであつて橄欖石は蛇紋石化がいちじるしい。輝石は部分的に褐色角閃石化して、蛇紋石の間をうづめて他形を示すことがあり、又緑泥石化を伴うことがある。

b. 残晶橄欖石輝石蛇紋岩で、橄欖石の周囲に他形を示す単斜輝石が生成され、更に部分的に褐色角閃石化することがある。橄欖石は蛇紋石化する部分の少いものが観察される。橄欖石、単斜輝石の容量比は 9 以上を示している。

c. 蛇紋石の密集塊となつて原岩の構造を伺うことが出来ない。

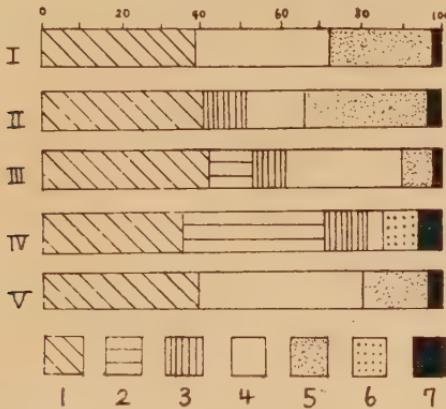
d. 矢張り蛇紋石の密集塊となつてゐるが、ウラル石が部分的に構成鉱物となつてゐる。輝石橄欖岩より変化したものと考えられる。橄欖石と輝石の容量比は 9 以上になつてゐる。

輝緑岩は先に述べた如く斜長石の新鮮なものが観察される。斜長石、单斜輝石、緑泥石、磁鉄鉱が主要な構成鉱物である。

1) 吉村豊文；前出

残晶橄欖石輝石蛇紋岩又は蛇紋岩を除き、上に示した主要な各々の岩石についてその鉱物成分の容量比の一例を次に示した。

第2図 主なる塩基性火成岩の容量比



- I 変輝綠岩 (単斜輝石 37.7%, 斜長石 33.7%, 緑泥石 25.5%, 磁鐵鉱 3.1%)
- II 細粒変斑矯岩 (単斜輝石 40.8%, 緑泥石 29.8%, 斜長石 15.4%, 緑色角閃石 10.5%, 磁鐵鉱 3.5%)
- III 変斑矯岩 (単斜輝石 41.0%, 斜長石 32.2%, 斜方輝石 10.2%, 緑泥石 6.5% 褐色角閃石 7.1%, 磁鐵鉱 3.0%)
- IV 変斑矯岩ペグマタイト (斜方輝石 34.7%, 単斜輝石 34.3%, 褐色角閃石 1.0%, 柘榴石 8.5%, 斜長石 5.1%, 磁鐵鉱 6.4%)
- V 輝綠岩 (斜長石 41.5%, 単斜輝石 38.0%, 緑泥石 16.3%, 磁鐵鉱 4.2%)
1 … 単斜輝石, 2 … 斜方輝石, 3 … 角閃石 (II では 緑色角閃石, III, IV では 褐色角閃石), 4 … 斜長石 (ソーシュル石), 5 … 緑泥石, 6 … 柘榴石, 7 … 磁鐵鉱

以上の事から次の事がこの地方の主岩体を形成している塩基性・超塩基性火成岩について述べることが出来るであろう。

1. 変輝綠岩は甚だしくソーシュル石化又は綠泥石化をうけている。
2. 細粒変斑矯岩はまれに斜方輝石が造岩鉱物として加わつてくる。
3. 変斑矯岩は異剥石が多くなり、斜方輝石が加わつてくるようになる。
4. 変斑矯岩ペグマタイトは単斜輝石と斜方輝石の容量比が略々等しくなるようになり、変斑矯岩ペグマタイトの形成の時においてもいちじるしい偏圧をうけた証拠がある。
5. 蛇紋岩類の主要なものは輝石橄欖岩から変成したと考えられる。
6. 角閃石は細粒変斑矯岩は緑色角閃石を造岩鉱物としていて、変斑

矯岩、変斑矯岩ペグマタイト、及び蛇紋岩の一部は褐色角閃石が成分鉱物となつてゐる。

V 塩基性の被进入母岩

前に述べた塩基性・超塩基性火成岩の形成せられた以前又は略々同時期に形成せられたと考えられる変成岩の中で特に塩基性岩類のみについて述べることとする。

1. 千枚岩類と共に伴する緑色千枚岩 この岩石は主にこの地方の西北部の黒色千枚岩と層状をなして挿在するものである。細粒な緑泥石、斜長石が鏡下にみとめられ片理の強い岩石である。

2. 角閃岩類 この岩石は主に本地方の西方地域に分布している。又、前記の緑色千枚岩と共に伴することがある。これらの岩石を大別すると次のようになる。

a. 粗しよう細粒角閃岩 この岩石は緑色千枚岩とよく共存する。緑色角閃石、ソーシュル石の組合せで部分的に針状の陽起石が形成せられていることがある。角閃石類は角閃岩形成後にも運動をうけた証拠をもつてゐる。

b. 繊密細粒角閃岩 主に西方域の吉祥山及びその附近の岩体を構成する角閃岩である。緑色角閃石、緑簾石、黝簾石の組合せである。一部の岩石は残晶輝石緑泥石になつてゐる。又、部分的に角閃石の藍閃石化が見られる。

c. 繊密粗粒角閃岩 吉祥山の附近の岩体をなす前記の繊密細粒角閃岩にはさまれて存在するものである。又細粒、粗粒の角閃岩が縞状構造を示している場合がある。緑色角閃石、緑簾石、ソーシュル石を主なる鉱物成分としている。この種の岩石の中には藍閃石、フード石、灰曹長石、ソーシュル石、チタン鉄鉱、ローソン石¹⁾、緑泥石、黝簾石を構成鉱物とする変成相が見られる。

d. 角閃岩 本岩も又西方地区の吉祥山附近に分布する。ほとんど単鉱物より成り、淡緑色角閃石又は陽起石が形成せられていて、極めて僅かではあるがソーシュル石、黝簾石が加わつてゐることがある。

e. 曹長岩 繊密な粗粒又は細粒の角閃岩に伴はれてゐる場合が多い。特に曹長岩の分布の目立つてゐるのは吉祥山地区の中の東側になる部分で 10センチメートル～15センチメートル位の巾をもつて、角閃岩の片理の方向か又は細脈状に分泌的な形成鉱物と思はれる $An_{10} \sim An_{20}$ 内外の斜長石と黒雲母から変化したと思はれる緑泥石が斜長石の間をうずめている。斜長石は極めて新鮮で波動消光を示すのが普通である。このような分泌的な産状を示す曹長岩が塩基性岩の中に斜長石、黒雲母の組合せで存在しているということは重要なことである。

VI 結 語

以上で、この地域の主なる岩体を形成している塩基性・超塩基性火成岩とそれらの岩石の周りに分布する塩基性の変成岩について、その概略を述

1) 浅井宏; 愛知県雨生山斑紋岩体に伴われるローソン石角閃岩について、地質学雑誌 55, p. 139, (要旨), 1949

べた。

この地域に分布している火成岩類は、その占めている位置の上から、御荷鉢緑色貫入岩体¹⁾と考えてよいものであろう。

これらの火成岩類が現位置を占めるに至つた経緯は緑色千枚岩、角閃岩類の形成に引続いたいじるしい偏圧のもとにある条件がこの位置に高まり、遂に現位置を占めるようになつたものと考えられる。

これらの岩石の空間を占めるようになる機構は現在の所、明らかでない。

福島縣德澤鑛山産ベメント石の1種*

Bementite from the Tokuzawa mine, Fukushima Prefecture

白水晴雄 (Haruo Shirozu)**

広渡文利 (Fumitoshi Hirowatari)**

Abstract: Bementite, a manganese member of the serpentine series, has been found from the manganese deposits of the Tokuzawa mine in the Palaeozoic formation. The mineral occurs as veinlets of very fine-grained aggregates traversing the tephroite ores. Color light-brown. Sp. Gr. = 2.80. $n_1 = 1.62$, $n_2 = 1.65$. X-ray powder pattern agrees generally with the previous data by Smitheringale (1929), and indicates also that the mineral has the similar structure to "monoclinic kaolin-type chamosite" described by Brindley. Cell dimensions: $a=b/\sqrt{3}=5.65$ Å, $b=9.78$, $c=7.50$, $\beta=104.5^\circ$. Empirical cell content is $(\text{Ca}_{0.14} \text{Mg}_{0.29} \text{Mn}^{2+}_{4.55} \text{Mn}^{3+}_{0.26} \text{Fe}^{2+}_{0.14} \text{Fe}^{3+}_{0.01}) (\text{Si}_{3.53} \text{Al}_{0.35}) \text{O}_{9.42} (\text{OH})_{6.38} 0.86 \text{H}_2\text{O}$. X-ray powder patterns of some specimens from other localities suggest that polymorphism exists within bementites.

緒 言

ベメント石 (bementite) は serpentine の Mn-member と考えられている鉱物であつて、tephroite の変質物或いは neotocite (penwithite) の結晶化生成物として産することが知られており、caryopilite 及び ectropite もほぼ同じ鉱物と考えられている。

1) 小島丈児：西南日本外帯のいわゆる御荷鉢系について、地質学雑誌, 56, 339~344, 1950

小島丈児：三波川変成の諸問題、地球科学, No. 6, 63~71, 1951

* 1955年6月3日、日本鉱物学会講演

** 九州大学理学部地質学教室

産出は比較的稀である。

本邦では加蘇鉱山からそれらしい鉱物の産出が報ぜられている¹⁾が確定したものはまだない。1952年に筆者等の研究室で福島県のマンガン鉱床を調査した際に採集した1鉱物は、その後の研究で bementite の1種と決定されたのでここに報告し御批判をあおぐ次第である。

なお、筆者の1人が滋賀県五百井鉱山から“マンガンブルース石”と推定報告した鉱物²⁾も bementite に近いもので訂正を要することが最近判明しており、また、高知県穴内鉱山の鈴節鉱の主成分鉱物の1つとして本鉱物を認めている³⁾が、これらについては別報の予定である。

これまでの研究

Bementite は1887年に König⁴⁾によって北米 Franklin Furnace の Trotter mine (亜鉛鉱山) からはじめて記載された。微細な雲母状結晶が集つて或る種の pyrophyllite に似た外観を有し、calcite に伴い産出した (分析第1表 No. 3)。同じ産地の試料は Palache⁵⁾により再研究された (第1表 No. 4)。北米では、その後 Washington 州の Olimpic Range (第1表 No. 5) 及び同州の Apex Claim のマンガン鉱床からの産出が Pardee⁶⁾ 等及び Smitheringale⁷⁾ により報告され、Smitheringale はその際に X 線粉末写真を記載した (第2表 No. 2)。

これより以前、König の最初の記載のすぐあとに、Hamberg⁸⁾ (1889) により Sweden の Pajsberg から類似鉱物が caryopilite の名で記載された (第1表 No. 6)。これは多少纖維状であると云う。更に、Sweden では 1917 年に Flink⁹⁾ が Längban から同様の化学成分で結晶形態をやや異なる (板状、monoclinic) 鉱物を ectropite なる名で記載した (第1表 No. 7)。

前述の Pardee¹⁰⁾ 等は Olimpic Range 産の bementite の報告の際に、caryopilite と ectropite を比較吟味して、化学成分と物理性から bementite と caryopilite は同じ鉱物であり、ectropite は別の鉱物であると結論した。数年後 (1925) に共同研究者の1人 Larsen¹¹⁾ は ectropite の光学性を再検討して、bementite-caryopilite-ectropite の3者は同じ鉱物と考えられ、bementite の名が priority を持つと結論し、更に、bementite が serpentine series の MnO end member なることを暗示した。

- 1) 吉村豊文；地質，45，91，1938
- 2) 白水晴雄；地質，55，77，1949
- 3) 吉村豊文，白水晴雄，広渡文利；鉱物，2，108，1955
- 4) G. A. König；Proc. Acad. Philad., 310, 1887; Ref., Zs. Kr., 15, 334, 1889.
- 5) Ch. Palache；Zs. Kr., 47, 581, 1910
- 6) J. T. Pardee, E. S. Larsen and G. Steiger; J. Wash. Ac. Sci., 11, 25, 1921
- 7) W. V. Smitheringale; Econ. Geol., 24, 81, 1929
- 8) A. Hamberg; G. För. Förh., 11, 27, 1889
- 9) G. Flink; G. För. Förh., 39, 426, 1917
- 10) 前出； 11) E. S. Larsen; Am. Min., 10, 418, 1925

1930年代には bementite の研究は外国では見当らず、我国では吉村教授¹⁾ (1938) により加蘇鉱山において鏡下に penwithite の変質物として見られる纖維状鉱物が bementite と推定されたが、決定するに足る試料が得られなかつた。

その後 1944年に北米 Oklahoma のマンガン鉱床から neotocite の再結晶による felt 状集合物とて bementite を産することが報ぜられ²⁾、1946年には英國 Cornwall のマンガン鉱山からの産出が報告された³⁾が、何れもくわしい研究はなされていない。

1952年に、Nagy と Bates⁴⁾ は serpentine group の報告(要旨)で、bementite の fibrous form は chrysotile に類似し、ectropite は antigorite に似ると述べている。1954年に、Roy等⁵⁾ は種々の成分の serpentine phase の合成研究を報告したが、Mn-member が得られなかつたので、天然における Mn-serpentine の存在に疑問の余地があるように云つている。

產状と物理的性質

本鉱物を産した徳沢鉱山は福島県耶麻郡早稲村及び一の木村の村境附近に在り、古生層中の加蘇型マンガン鉱床で、2乃至3鉱体から成る。本試料は 1952 年に徳沢鉱山の鉱石集積所から採集されたもので産地の詳細は明かでないが、tephroite を主とし少量の rhodonite, rhodochrosite, garnet 等を混ずる珪酸マンガン鉱中に、黄褐色乃至淡褐色の幅数mmの緻密な脈をなす。

鏡下では無色乃至淡黄色の微細な sericite 類似の葉片の集合であつて、汚濁し半透明乃至不透明に近い部分と、脈状の比較的粗粒な透明な部分とがあるが、高倍率で見ると汚濁部も極めて微細な透明な bementite の集合である。また、tephroite の小粒が島状に所々に残存しており、tephroite の変質による産物なることは疑問の余地なく、恐らく熱水作用によるものであろう。

比重はピクノメーターにより $d=2.82$ を得、不純物として含まれる tephroite を計算(後述)により除くと $d=2.80$ を得る。

屈折率は微細片の集合なる為正確を期し得られないが、 $n_1=1.62$, $n_2=1.65$ 。伸長正弱い吸収の差あり、 $Z>X$ 。これらの諸性質はこれまでの bementite と良く一致する⁶⁾。

化 学 成 分

Hand picking により選別した試料の分析結果は 第1表 No. 1 の如し。○の定量

- 1) 前出
- 2) W. E. Ham and M. C. Oakes ; Econ. Geol., **39**, 412, 1944
- 3) S. A. Russel; Min. Mag., **27**, 221, 1946
- 4) B. Nagy and T. F. Bates ; Bull. Geol. Soc. Am., **63**, 1285, 1952
- 5) D. M. Roy and R. Roy; Am. Min., **39**, 957, 1954
- 6) Bementite と鏡下で類似したマンガン鉱物に、前に報告した ganophyllite (吉村、白水、広渡; 鉱物, **2**, 108, 1955) がある。両者の識別は特に結晶が微細な時に困難であるが、多くの場合には屈折率で区別出来ると思われる。(Ganophyllite は bementite より低く、 $n_1 1.55 \sim 1.57$, $n_2 1.57 \sim 1.60$)。正確には X線粉末写真によらねばならない。

第1表 ベメント石の化学成分及び比重

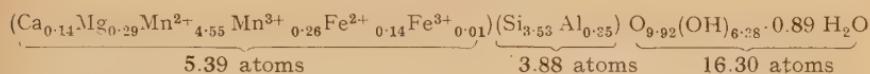
No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	31.09	31.28	39.00	38.36	39.92	36.16	35.02
Al ₂ O ₃	2.55	2.65	—	0.96	1.32	0.35	0.75
Fe ₂ O ₃	0.10	0.10	—	0.71	—	1.33	—
FeO	1.47	1.53	[3.75]	4.94	4.15	—	5.80
MnO	50.75	50.37	42.12	39.22	41.58	46.46	37.20
O	0.30	0.31	—	—	—	—	—
MgO	1.65	1.71	3.83	3.35	4.46	4.80	7.20
CaO	1.13	1.17	—	0.62	0.40	0.28	3.59
ZnO	n. d.	—	2.86	2.93	—	—	—
H ₂ O ⁺	8.19	8.50	{ } 8.44	{ } 8.61	7.90	9.81	8.89
H ₂ O ⁻	2.29	2.38	{ }	{ }	0.49	PbO 0.37 Alk 0.20 Cl 0.09	Na ₂ O 0.12 K ₂ O 1.13 S 0.19
Total	99.52	(100.00)	100.00	99.70	100.22	99.85	99.89
Sp. Gr.	2.82	2.80	2.981	—	3.106	2.83~ 2.91	2.46

- No. 1 福島県徳沢鉱山産。広渡文利分析(1955)。不純物として tephroite 約 2Vol% を含む。
- No. 2 No. 1 の分析値から tephroite を除き、再計算に依つて得た徳沢 bementite の化学成分及び比重。
- No. 3 Trotter mine, Franklin Furnace, N. J., U. S. A. 産。G. A. König 分析(1887)
- No. 4 产地は No. 3 と同じ。G. Steiger(1910)
- No. 5 Olimpic range, Washington, U. S. A. 産 G. Steiger 分析(1921)
- No. 6 "Caryopilite". Harstig mine near Pajsberg, Wermland, Sweden 産 A. Hamberg 分析(1889)
- No. 7 "Ectropite". Norbotten iron mine, Längban, Sweden 産. G. Flink 分析(1917)

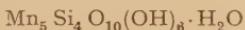
は二酸化マンガン鉱の分析に準じて行つた。H₂O(+)の定量は、105°C 加熱減量により行い、H₂O(-)の定量は CaCl₂ 管に吸収させて行つた。試料には少量の tephroite が混入しており、顕微鏡下の推定ではおよそ 2Vol % である。この量は勿論正確でないが、bementite と tephroite の化学成分は水を除けば類似するので、次のような化学成分の計算にはひどい影響は無いと考え得る。不純物として含まれる tephroite の volume を 2%，成分 Mn₂SiO₄，比重 4.0 と仮定して、試料の比重測定値 $d=2.82$ から bementite 自身の比重を計算すると、 $d=2.796 \div 2.80$ を得る。また試料中の tephroite の wt% として、3.12% を得るので、これに相当する成分を第1表 No. 1 の分析値から引き去り、再計算した結果は No. 2 に示す如くで、これはほぼ bementite 自身の成分と見ることが出来よう。この値はこれまでの bementite の分析値より SiO₂ が若干少いが大体一致すると言える。

後述のX線粉末写真から得られた cell volume, 上述の比重補正値 ($d=2.80$) 及び化学成分(第1表 No. 2) から、Mn の一部は 0.31% の O を消化する量だけ 3 倍であ

ると考えて、empirical cell content を計算すると、



となり、理想式としては



に近い。これまで bementite の化学式としては $\text{H}_2\text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, H_2MnSiO_4 , $\text{H}_6\text{Mn}_5(\text{SiO}_4)_4$ 等が与えられている。今回の結果は最後の式に近いのであるが、この点は serpentine series の他の member と関連して更に検討を必要としよう。

第 2 表 ベメント石の X 線粉末廻折線

hkl	No. 1			No. 2	
	d(Å)	calc.	d(Å)	obs.	I
001	7.26		7.23	10	
002	3.63		3.63	7	
130, 201	2.800		2.79	4	
					2.85
					2.70
					2.56
131, 202	2.514		2.52	5	
					2.425
132, 201	2.370		2.38	2	
					2.37
132, 203	2.091		2.10	3	
133, 202	1.960		1.97	1	
					2.10
					w
310, 312	1.792		1.79	1/2	
133, 204	1.725		1.73	1	
331, 060	1.630		1.630	7	
330, 332, 061	1.591		1.593	5	
					1.597
					1.56
					e.w.
		1.485		1	
		1.448		1/2B	
		1.405		1/2	
		1.392		1/2	
		1.365		1 B	
		1.088		1	
					1.445
					v.w.
					1.375
					v.w.

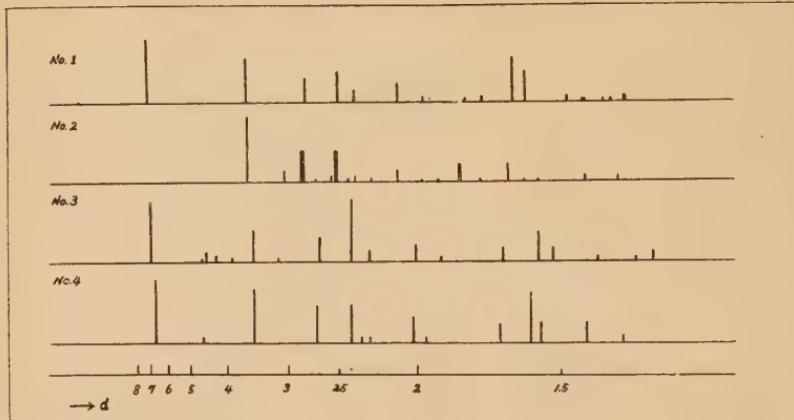
No. 1. 福島県徳沢鉱山産. FeK α ($\lambda=1.9373\text{\AA}$). カメラ半径 57.3mm

No. 2. Apex Claim, Washington, U. S. A. 産. Smitheringale(1929)による。

h=heavy, m=medium, w=weak, v.w.=very weak,
e.w.=exceedingly weak.

X線粉末写真

化学分析試料の1部をとつて、 Fe K_α 線($\lambda = 1.9373 \text{ \AA}$)、半径 57.3mm のカメラで粉末写真を撮影した結果、20 Åから1Åの範囲に認められる廻折線は第2表 No. 1及び第1図 No. 1に示す如くである。各廻折線は多少ぼけており、back ground も比



第1図 ベメント石，“monoclinic kaolin-type chamosite” 及び cronstedtite の粉末廻折線図。

No. 1. 德沢鉱山産ベメント石. No. 2. Apex Claim 産ベメント石 (Smitheringale¹⁾). No. 3. “Monoclinic kaolin-type chamosite” (Brindley²⁾). No. 4. Cronstedtite (Bannister³⁾).

較的濃く、結晶度が低いことを推定させる。7.23Å 及び 3.63Å の強い廻折線は他に比して比較的 sharp であり、これらは serpentine-type (或は kaolin-type) の構造の底面反射と考えられ、この鉱物が serpentine と同じ骨組みを基本とするとの解釈を支持する。少量混在する tephroite の廻折線は現われていない。第2表 No. 2 及び 第1図 No. 2 には、Smitheringale⁴⁾ (1929) による Apex Claim 産 bementite のデータを比較の為示した。このデータは筆者等が知り得た範囲では唯一の bementite の X線データであるが、Smitheringale はこれは純粋な bementite のデータとは必ずしも断定出来ないとしている。両者を比較すると No. 2 には 7Å 附近の線が無いが、これはカメラ半径が小なる為と考えられ、その他の主要廻折線は多少の差はあるが両者の間ではほぼ一致している。

今回のデータを bementite に關係の深い他の種々の鉱物の粉末データと比較検討したところ、德沢鉱山産 bementite の粉末線は Brindley による kaolin-type chamosite の monoclinic form⁵⁾ 及び cronstedtite⁶⁾ の粉末線と同じ型式で特に前者に酷似する

1), 4) 前出

2), 5) G. W. Brindley; Min. Mag., 29, 502, 1951

G. W. Brindley : X-ray identification and crystal structures of clay minerals, Chap. II, 64, 1951

3), 6) A. F. Hallimond and F. A. Bannister: Min. Mag., 25, 441, 1939

ことを知つた。これらを第1図 No. 3, No. 4 に比較した。Monoclinic kaolin-type chamosite に対してはほぼ 7 Å の厚さ (1枚の kaolin-type layer) の monoclinic cell (β は a 軸方向の $a/3$ のずれに相当する) が与えられており, cronstedtite には単結晶による研究からこれの 3倍に当るほぼ 21 Å の厚さ (3 layers) の orthohexagonal cell が与えられている¹⁾。徳沢 bementite はその粉末線がこれらと同型だとすると, 2つの何れとも同様に取りあつかつて解釈することが可能である²⁾。しかしながら, 徳沢 bementite は極微粒で産し, 回折線は結晶度が低いことを暗示しており, まづ, 1 layer cell を採用するのが妥当と思われる。かくして次の cell dimension と, 第2表に示す如き面指数が得られた。その結果はほぼ満足すべきもので上述の解釈は一応妥当と見ることが出来よう。

$$a=b/\sqrt{3}=5.65\text{ \AA}$$

$$b=9.78$$

$$c=7.50$$

$$\beta=104.5^\circ$$

ところで, 徳沢 bementite 及び上述の Apex Claim の bementite は何れも極微粒の集合として産し, Franklin Furnace の original sample とは外観が多少異つている。幸いに Franklin 産 bementite が手に入つたので, これの粉末写真を撮つたところ, 底面反射は今回のものと同様であるが, 他の点はかなり相異することを知つた。また滋賀県五百井鉱山の bementite 様鉱物 (前にマンガンブルース石と推定³⁾) も底面反射は殆ど同じであるが, 他の点は上の何れとも異なることを知つた。これらについては別報の予定であるが, bementite においても他の phyllosilicate 類と同様に polymorphism の存在が推定されるのである⁴⁾。

結 言

以上述べたところの要点は次の如くである。

- i) 福島県徳沢鉱山の tephroite に伴う黄褐色鉱物が化学分析その他により, 我国で未確認の bementite の 1種と決定された。
- ii) 徳沢 bementite の X線粉末写真は chamosite の 1種 (kaolin-type,

1) S. B. Hendricks; Am. Min., 24, 529, 1939

2) この場合の 3 layer orthohexagonal cell と 1 layer monoclinic cell は幾何学的には同じで, 軸のとり方が異なるだけである。後者は 1 layer 每に a 軸方向に $-3/a$ だけずれており, 3枚の layer をとると前者に一致する。Rhombohedral cell にとることも出来る。

3) 前出

4) 徳沢 bementite は Franklin bementite と X線的にかなり異なるので, 同じ名で呼ぶべきでないとの見方も成立つかも知れないが, Apex Claim の例もあり, 恐らくこれまで bementite と呼ばれた鉱物に種々多少異つたものが含まれているのであろう。“Caryopilit”, “ectropite”と共に再検討を要する。bementite の名は Larsen の言ふ如く, これらを含めて, kaolin, serpentine 等と同列に置かるべきである。

monoclinic form) と同型である。

iii) Bementite の中に polymorphism があることが推定される。

終りに、御指導いただいた吉村豊文先生、貴重な Franklin Furnace 産 bementite の試料を恵与された岡本要八郎先生に深謝申上げる。

新潟県大倉鉱山の蒼鉛礦物について

Bismuth minerals from Ōkura mine, Niigata Prefecture

郷 原 範 造 (Hanzo Gohara)*

Abstract : Bismuth minerals from cupriferous pyrrhotite ores at Ōkura mine are intimately associated with pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, chromite and galena. Bismuth minerals are bismuthinite, native-bismuth and unknown minerals, probably wittichenite. Wittichenite occurs as reaction rims along the boundaries between chalcopyrite and native-bismuth.

1. 緒 言

新潟県南魚沼郡大倉鉱山の鉱石鉱物を研究中、第 7 鉱床 3 号坑産の銅・硫化鉄鉱々石中にクロム鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱等に伴つて輝蒼鉛鉱、自然蒼鉛および硫蒼鉛銅鉱の存在することを認め、また外の 1, 2 の鉱床においても蒼鉛鉱物が存在して、興味ある共生関係を示すので、ここにそれら鉱石の顕微鏡的観察の概要を記載する。

蒼鉛鉱物はつぎの 3 鉱床に観察され、それらのうち鉱物が共生するのは※印の鉱床である。

大倉鉱山第 7 鉱床 3 号坑※

〃 第 8 鉱床中央坑

〃 第 9 鉱床露頭部

2. 鉱化作用の概要

大倉鉱山の各鉱床は角閃橄欖岩を主とする超塙基性岩中およびその周縁部に塊状～脈状をなして胚胎する。鉱床の主体はこれを貫く花崗閃緑岩に成因的に関係を有する深、中熱水性鉱床であるが、鉱床全体の鉱化作用の概要を検討したところによると、つぎの 2 段階よりなると思われる。

* 地質調査所鉱床部

1. Orthomagmatic stage,
2. Hypo-mesothermal stage

第 1 の stage はクロム鉄鉱, 磁鉄鉱, 尖晶石, 一部の磁硫鉄鉱が塩基性岩中に生成し, 第 2 の stage ではまず岩体周辺部, および深部においてクロム鉄鉱, 磁硫鉄鉱等を交代してニツケル, 蒼鉛, モリブデンの鉱化作用が行われ, ニツケル, 蒼鉛等は局部的に濃集し, 同時あるいはその後引続いて鉄, 硫素, 銅, 亜鉛, 鉛等の硫化物, 硫塩鉱物および金, 銀鉱物がくりかえし沈澱して鉱床を形成している。

3. 蒼鉛鉱物に伴う磁硫鉄鉱及び黃銅鉱

蒼鉛鉱物は第 2 の stage の比較的初期の生成に属し, クロム鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 黃銅鉱, 方鉛鉱, および石英等を隨伴するが, とくに磁硫鉄鉱, 黃銅鉱とは密接に共生する。

ここに磁硫鉄鉱, 黃銅鉱の産状と共生関係を概略述べると,

磁硫鉄鉱は各鉱床に産し, 鉱床の主体をなす鉱物であるが, 地表近くでは 2 次硫化鉄鉱(黄鉄鉱, 白鉄鉱), 褐鉄鉱に変質している。

磁硫鉄鉱の産状の主なものは,

1. 超塩基性岩中にクロム鉄鉱, 磁鉄鉱と鉱染状をなして散点するもの
2. 塊状で所謂“ムク鉱”を成し, 硫鉄ニツケル鉱, クロム鉄鉱, 黃銅鉱を隨伴するもの
3. 晶洞にて六角板状を成して産出するもの
4. 繩状鉱を形成し, 黃銅鉱, 石英を伴い蒼鉛鉱物に交代されるもの
5. 黃銅鉱中に火炎状, 亜鉛鉱中に島状あるいは滴状をなして包裏されるもの等があり, これらの他に磁硫鉄鉱は亜鉛鉱, 方鉛鉱, 硫砒ニツケル鉱, および金銀鉱物とも共生するが, これらとは多少生成時期を異にするもの様である。

黃銅鉱も各鉱床に産出するが, 第 8 鉱床の中央鉱体および第 7, 第 8 鉱床の東部の鉱体において量的にやや多い。その産状には

1. 磁硫鉄鉱と密接に塊状をなして産出し, 火炎状, 島状の磁硫鉄鉱, 星状の亜鉛鉱を包裏するもの
2. 亜鉛鉱中に斑点状, 滴状をなして産出し, 同様なキューバ鉱, 磁硫鉄鉱を伴うもの
3. 磁硫鉄鉱中に火炎状で包裏されるもの
4. 繩状鉱で磁硫鉄鉱, 石英, 蒼鉛鉱物を隨伴するもの
5. 早期鉱物を脈状に貫き方鉛鉱, 金, 銀鉱物を隨伴するもの

等があり, 蒼鉛鉱物に伴うものは石英の間隙を充填し, 角礫状のクロム鉄鉱を共生する。

蒼鉛鉱物中常に黃銅鉱を隨伴するものは, 輝蒼鉛鉱である。

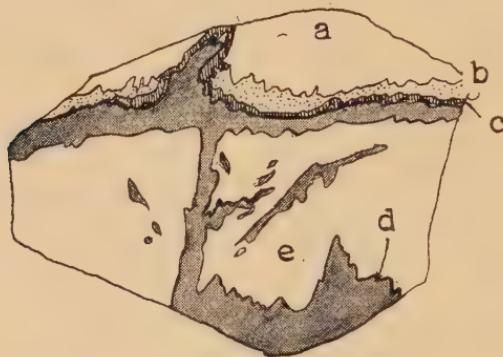
なお蒼鉛鉱物を伴う鉱床における肉眼および鏡下における隨伴鉱物を表示すると第 1 表の通りである。

4. 蒼鉛鉱物

a, 輝蒼鉛鉱 本鉱物は三鉱床に認められるが第 8 鉱床, 中央鉱体産のものは極めて

細粒で決定するに至らなかつた。しかし第9鉱床では自然蒼鉛様鉱物を随伴して産し、第7鉱床では石英脈の盤際ににおいて自然蒼鉛、硫蒼鉛銅鉱、輝蒼鉛鉱からなる第1図の如き比較的大きい結晶を産出する。諸性質は次の如し。

第1図 Specimen of the bismuth minerals



a. bismuthinite, b. native-bismuth, c. wittichenite,
d. chalcopyrite with pyrrhotite and chromite, e. quartz.

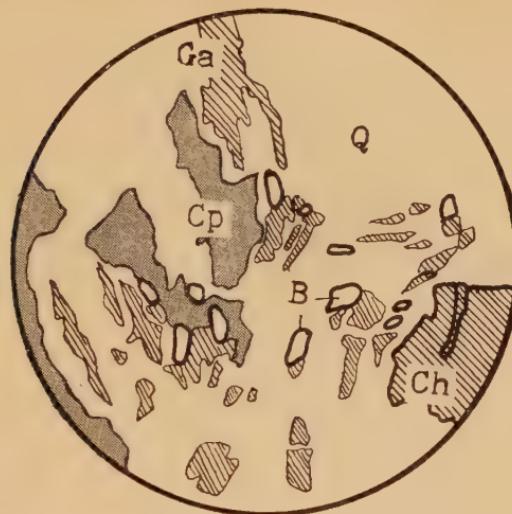
- (1). 硬度、研磨は比較的良好で、軟かく、爪でも傷がつき平滑な研磨面をうる。
- (2). 色、鉛白～青灰色を示して、自然蒼鉛に比して遙かに青灰色を帶び、反射多色性を有する。
- (3). 異方性、強い異方性を示し褐灰色より暗灰色に変化する。
- (4). 腐蝕試験、試験の結果は次の通りである。 HNO_3 (1:1), HCl (1:1)、では蒸氣で褐変し溶液で黒変する。 FeCl_3 (20%) でも弱く蒸氣で褐変し溶液で黒変するが、 KOH (sat.), KCN (20%) 及び HgCl_3 (sat.) では不明瞭乃至侵されない。
- (5). 鏡検分析では蒼鉛が認められ、化学分析の結果は次の通りである。

分析値 : 75.85, (%Bi) 17.60, (%S) (磯野清、分析)

- b. 自然蒼鉛、自然蒼鉛は第8鉱床中央鉱体、第7鉱床、第9鉱床(?)に産出するが、第7鉱床では、磁硫鐵鉱、黃銅鉱、硫蒼鉛銅鉱等を伴い黃銅鉱にとむ鉱体の盤傍に存在するもの以外は、共に磁硫鐵鉱の粒間あるいは石英脈中に細かい粒子(径0.005mm ± 0.001mm)で産出し、第9鉱床、第8鉱床では黃銅鉱の他に方鉛鉱等も隨伴する。(第2図) その性状は次の通りである。

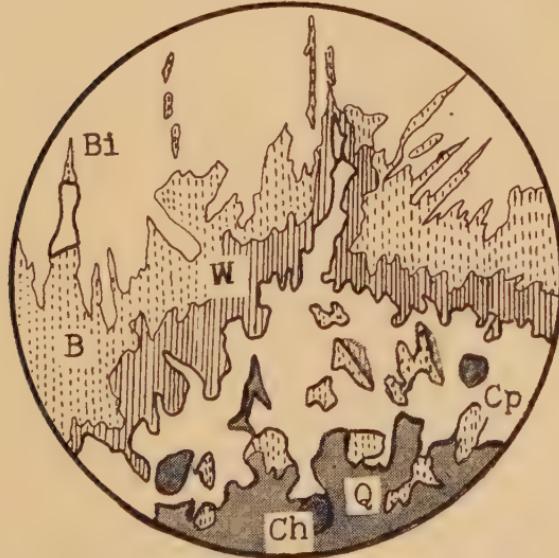
- (1). 硬度、輝蒼鉛鉱より軟かく、極めて傷つき易いので平滑な研磨面を得るのも容易でない。
- (2). 色、橙白色～橙色を帶びた灰白色を示し、輝蒼鉛鉱に比して赤味を帶びている。反射多色性も明瞭である。
- (3). 異方性、強い異方性を有し、双晶が発達するのを方位の相違によりニコル下で認めることができる。褐黄色より暗紫色に変化する。
- (4). 腐蝕試験、 HNO_3 (1:1), HCl (1:1) では急激に褐色より黒色に変色し、 FeCl_3

第2図 Occurrence of the native-bismuth



B. native-bismuth. Cp. chalcopyrite
Ga. galena Ch. chromite Q. quartz. ($\times 200$)

第4図 Occurrence of the wittichenite



Bi, bismuthinite, B, native-bismuth, W, wittichenite,
Cp, chalcopyrite, Ch, chromite, Q, quartz.

(20%) でも徐々に褐変するが, KCN (20%), KOH (sat.), HgCl₃ (sat.) 等には negative である。

(5). 鏡検分析では蒼鉛を認める。

c. 硫蒼鉛銅鉱 この鉱物は第 7 鉱床で自然蒼鉛・輝蒼鉛鉱に隨伴して観察される。その產状は黄銅鉱と自然蒼鉛の間に限られ、自然蒼鉛を黄銅鉱が脈状に貫く時、黄銅鉱を取巻き、かつ黄銅鉱に沿つて存在している。その大きさは肉眼でも観察され、黄銅鉱、自然蒼鉛間に幅 2mm で帶状構造を示し、(第 3 図) 結晶粒子は径 0.5mm を示す。局部的には黄銅鉱の粒子を取巻き、黄銅鉱は島状を呈して、硫蒼鉛銅鉱が交代した様な組織を示すものも存在する。鏡下における諸性質は次の通りである。

- (1). 硬度、鋼鉄針で傷つくが、自然蒼鉛、輝蒼鉛鉱より硬く、研磨は良好である。
- (2). 色、多少青味を有する灰白色乃至クリーム色を帶びる反射色を示し、反射多色性を有して各粒の境界明瞭である。
- (3). 異方性、強い異方性を有し、暗黒色より暗緑色に変化する。
- (4). 腐蝕試験、HNO₃ (1:1) に対してのみ褐変するが他の試薬には侵されず、鏡検分析では銅、および蒼鉛を認めることができた。

試料不足のため化学分析は行えなかつたが以上の性質は従来記載されたウイチエン鉱 (wittichenite) に類似する。最近中村威¹⁾が、足尾鉱山よりウイチエン鉱を記載しているが、それともほぼ一致する。しかし HNO₃ 以外は侵されない点等からではエンプレクト鉱 (emplectite) の疑いもあるが、ウイチエン鉱に最も類似する。

第 1 表

	No.8 deposit	No.7 deposit	No.9 deposit
Chromite	○	○	○
Magnetite	○	○	○
Pyrrhotite	○	○	○
Arsenopyrite	○	—	—
Pentlandite	○	—	—
Pyrite	○	○	○
Chalcopyrite	○	○	○
Cubanite	○	—	—
Sphalerite	○	○	—
Galena	○	○	—
Molybdenite	○	—	—
Gold	—	—	○?
Nativebismuth	○	○	○
Bismuthinite	?	○	—
Wittichenite	—	○	—

○ 存在するもの

? 存在の疑わしいもの

— 存在しないもの

5. 要 約

大倉鉱山の鉱床は正岩漿～深、中熱水性鉱床であるが、蒼鉛鉱物は 2, 3

1) 中村威、地質雑誌、54, 177~178, 1948

の鉱床にのみ認められ、輝蒼鉛鉱、自然蒼鉛、硫蒼鉛銅鉱の三者が共生するのは第7鉱床3号坑のみである。

第7鉱床3号坑鉱体は磁硫鉄鉱を主とし、少量の黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱を含む。超塙基性岩と千枚岩質粘板岩の境界に発達する石英脈で、蒼鉛鉱物は鉱体の上盤側の一部に濃集して産出する。

蒼鉛鉱物の生成順序は、自然蒼鉛—輝蒼鉛鉱—硫蒼鉛銅鉱とみることができ、硫蒼鉛銅鉱は黄銅鉱と自然蒼鉛の境界に産し、両者の反応によつて生成したもので、最もウイチエン鉱(wittichenite)に類似する。

反応縁生成物は足尾鉱山産硫蒼鉛銅鉱にも類似し、竹内常彦、南部松夫¹⁾が示した輝蒼鉛鉱の反応縁生成がさらに進捗すれば硫蒼鉛銅鉱も生成可能と考えられる。

研究を行うに当り、地質調査所関根良弘氏、岸本文男氏その他鉱床部の諸氏には御援助及び御討論を頂いた。また化学分析には磯野清氏の御援助を頂いた。上記の方々に厚く謝意を表する。

熊本県肥後片麻岩中の優白脈に関する2, 3の考察*

Study on the leucocratic veins from the Higo gneiss,
Kumamoto Prefecture.

山 本 博 達 (Hirosato Yamamoto)**

Abstract : Kinds of leucocratic veins can be seen in the Higo gneiss body, intruded by the Miyahara granite.

They have three types in field-occurrence, that is, i) Subparallel type, ii) Clean-cut type, iii) Lens-like type.

By means of the Gorai's twin method, etc, it is considered that they are not the derivatives from the Miyahara Granite, but are the metamorphic-differentiation-products from the Higo gneiss, partly accompanied with rheomorphic phenomena.

1) 竹内常彦、南部松夫；岩礁, 38, 121~126, 1954.

*日本地質学会西日本支部例会、講演 1953年10月

**福岡学芸大学久留米分校地学教室

I. 緒 言

変成岩類中の所謂“脈”¹⁾の成因については種々の議論²⁾があり定説はない。むしろ、実際にはその地域の地質条件によつて、“脈”もその場に独自の成因が成り立つものと考えられる。筆者は熊本県肥後片麻岩地域の研究途上に於いて、同岩体中にみられる“脈”中、特に、かなり頻繁に産出する優白質脈について、2, 3 の事実を観察したので、それを述べ、併せて最も可能と考えられる成因について言及する。同学諸賢の御批判を願うものである。尚、御指導、御討論を頂いた富田達教授、唐木田芳文学士に厚く御礼申上げる。

II. 地 質 概 説

本地域の地質³⁾は、肥後片麻岩体は SW-NE 方向の細長い分布を示し、南西部に幅広く、北東部に従つて狭くなつていて。広い部分で幅 19km、狭い部分で 5km、東北部延長は新期火山岩類に被覆されている。

この岩体は南部では宮の原花崗岩体によつて discordant, unconformable に貫入されている。又北部では間の谷片岩体と断層関係で接し、その間に沿つて幅 1~2m の蛇紋岩類がみられるところがある(宮内村、小鹿及び小平北方)。地形的に顯著な断層谷を形成する。

肥後片麻岩体は構造的、岩質的に次の 2 つに分けることが出来る。

1) Gneiss subzone 2) Schistose-hornfels subzone

1) は南部地区を占め、2) は北部地区を占めて分布し、両者の関係は漸移的、又は局部的に小さな断層で接する場合もある。全般的に、1) は 2) に比較して狭く、宮の原花崗岩体との接触部より 2km 程度の幅員で分布している。1) は片理の走向、傾斜がかなり大きく、宮の原花崗岩体に近接するところでは N70°E, 70°N 程度もある。2) は 1) に比べて走向は略同様で、傾斜は緩く、30°N 程度が普通にみられる。

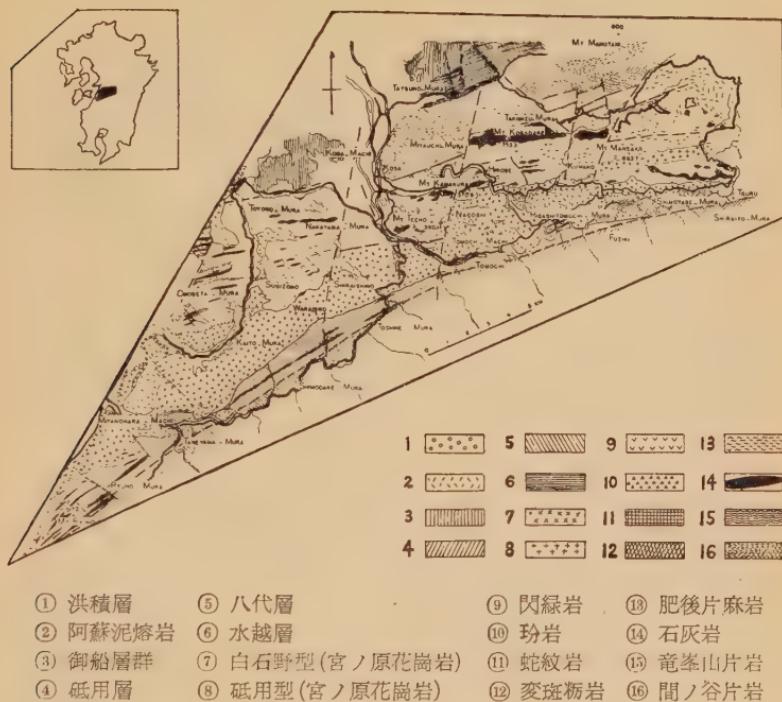
岩質的には、次の 3 つに大別出来る。

a) 砂岩質岩石起原 b) 石灰質砂岩起原 c) 石灰岩起原

粘土岩質岩石起原、及び火成岩起原のものが少く、局部的には変斑岩、変閃綠岩も存在するが、こゝには省略する。

-
- 1) “脈”とは“不規則波動状に他の岩石を貫いている極めて細い貫入岩体、或は、揮発成分に富む溶液が岩石の裂隙中に滲入し其溶液より沈澱して生じた平板状の岩体”(地学辞典)。従つて、成因的意義は有していない。
 - 2) 小出博; 脈について、地質雑誌, 56, 351, ~359, 1950.
 - 3) 山本博達; 熊本県肥後片麻岩地域の変成地質、特に富田氏の“ジルコン法”について、九大研報(地質之部), 4, 81~95, 1953

第 1 図



a) b) c) の各代表的岩石の性状を記すと、

1) Gneiss subzone 中のもの：片状構造が顕著なもの，稍々等粒状で片状構造の不明なもの，及びそれらの中間の段階があり，比較的各成分鉱物は粗粒で，いづれも他形～半自形のものが多く，縞状構造がよくみられる。a) 砂岩質岩石起原 (Garnetiferous biotite gneiss) 斜長石 ($\lambda n_{40} \pm 5$) は累帯構造は軽微，黒雲母は Al_2O_3 に富む赤褐色種 ($\gamma = 1.635$) で，石英は波動消光をよく示している。アルカリ長石は殆んどみられないか，稀に間隙充填的にみられることがある。榍榴石は変斑状に点在し (almandine-spessartite series)，美しい桃色を呈する。黒雲母は円磨された他形のジルコンを含有し，多色性ハローを顕著に有する。他に副成分鉱物としてアパタイト，磁鐵鉄を有する。マイクロクリン，バーサイト，ミルメカイトは有しない。黒雲母は部分的にカミングト石，堇青石と共生しているものがあるが稀である。

b) 石灰質砂岩起原 (Gneissose amphibolite) 斜長石 ($\lambda n_{50} \pm 5$) は累帯構造はみられず，角閃石は褐色種と緑色種の2種あり，前者は $\alpha \approx 1.665$, (-) $2V = 55^\circ \pm$ ，後者は $\alpha \approx 1.680$, (-) $2V = 70^\circ \pm$ で，他形～半自形を呈する。褐色角閃石は透輝石 ($\alpha \approx 1.665$, (-) $2V = 60^\circ$) と連晶をなして産し，緑色角閃石は黒雲母と伴つて産出する特徴がある。石英は褐色角閃石とは共生せず，緑色角閃石と伴つてみられるこ

が多い。

c) 石灰岩起原 (Marble) 大部分が方解石の集合体 (大理石) に変っているが、中に草色 (肉眼的) の透輝石が散点してみられるものがある。

2) Schistose hornfels subzone 中のもの：片状構造が顕著で、各成分鉱物は細粒で、helicite 構造が窺われる。肉眼的縞状構造は微弱である。

a) 砂岩質岩石起原 (Schistose biotite hornfels) 石英は細かく波動消光し、斜長石は An_{15-22} の範囲で、黒雲母は絹雲母と密着して細長く発達している赤褐色種で、 $\alpha \approx 1.630$ 、ジルコンを包有し、多色性ハローがよくみられる。アルカリ長石は僅かに存するものがある。マイクロクリン、バーサイト、ミルメカイトはみられない。

b) 石灰岩質岩石起原 (Schistose hornblende hornfels) 石英は僅かにあり、アルカリ長石はみられない、斜長石 (An_{50-60}) はかなりみられ、波動消光がよくみられる。

角閃石は $\alpha \approx 1.663, (-)2V = 68^\circ$ である。緑色種が普通で、褐色種はみられない。

c) 石灰岩起原 (Crystalline limestone) やや暗黒色の部分があり、一見、不変成不純石灰岩様のものであるが、細い結晶質で化石産出の可能性は期待されない。

III. 優白脈の産状

優白脈は片麻岩中でも、gneiss subzone により多く産出する。その産状には種々の型式がみられるが、次の 3 つに大別出来る様である。

a) 準平行型：片麻岩の gneissosity に略平行なもので、これは片麻岩縞状 band を部分的に、低角度で斜交し、その中の鉱物の lineation は wall rock に略々平行である。幅は 5cm 内外で、その形も真直ぐな場合が多い。又片麻岩中の白色 band を切る部分では、白色 band と優白脈との境界及び区別が困難な場合が多い。

b) 斜交型：片麻岩の gneissosity を急角度で斜交しており、岩脈内の鉱物の lineation は wall rock (片麻岩) の片理に略々平行な場合と、全く lineation のみられない場合がある。この型は宮の原花崗岩体に接近した部分に顕著に存在する。いづれも、脈の幅は 50cm~1m 程度で a) に比べて規模が一般に大きく、幅の膨縮が著しい。

c) 団塊型：片麻岩の gneissosity の一部に、pool 状になつて、団塊又は、lens 状に産する。一般に、その構成鉱物は大きく生長し、ベグマタイトの感を受ける。形態は 0.5×1.0m 程度のもので、両端は急激に尖滅するものが多い。構造性¹⁾はみられない。

a), b), c) のもので、宮の原花崗岩体との接触部にみられるものは、それによつて切られている。

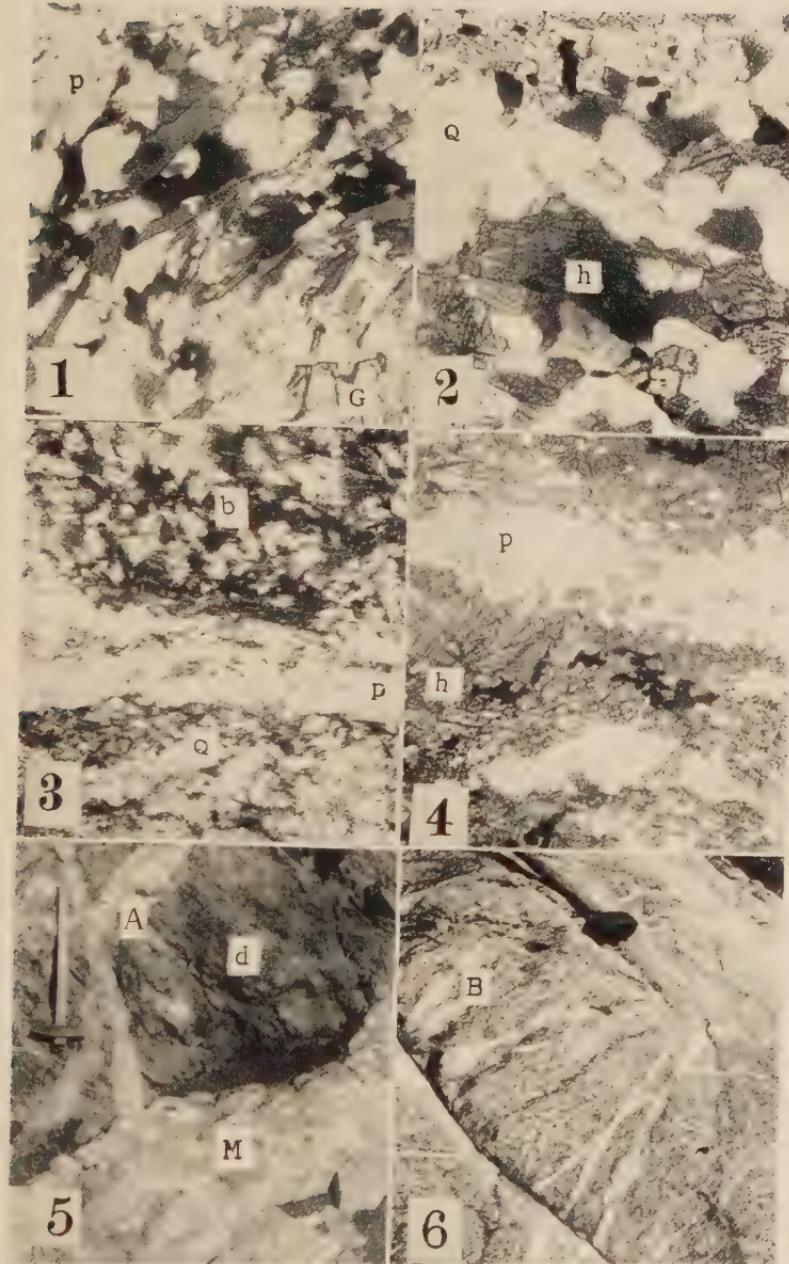
IV 優白脈の性質

全般的に、monomineralic vein は scale が小で量も少い。石英脈が主なものであるが、これについての考察は今回は省き、別の機会にゆづる。

a) 準平行型 結晶が細かく、gneiss の構成鉱物と同程度である。等粒組織を有し、量的に、斜長石>石英>アルカリ長石の順で、他に少量の黒雲母（赤褐色種）が散点し

1) Tectonite 的性質を云う (lineation, foliation etc.)。

第 2 図



1. 含柘榴石黒雲母片麻岩(海東村蕨野) $\times 50$ q. 石英, b. 黒雲母 p. 斜長石,
G. 柔榴石. 2. 透輝石 角閃岩(中山村原田) $\times 50$ p. 斜長石, h. 角閃石 d. 透
輝石. 3. 片状黒雲母 ホルンフェルス(中山村堅志田) $\times 50$ q. 石英, b. 黒雲母,
p. 斜長石. 4. 片状角閃石ホルンフェルス(甲佐町) $\times 50$ h. 角閃石, q. 石英, p.
斜長石. 5. 優白脈の産状(砥川町下塚瀬) M. 斜交態, A. 同層の網状脈生せるも
の. 6. 優白脈の産状(宮内村西原) A. 準平行型, B. 団塊型(小規模なもの)

ており、他に緑泥石、斜長石が不規則に黒雲母と作用している場合があるが、量的には僅かである。磁鉄鉱、アバタイトが包有物として共晶帶中にみられる。一般に少く、斜長石の成分は $An_{35} \pm$ 、累帶構造は軽微である。マイクロクリン、パーサイト、ミルメカイトは見出されない。

b) 斜交型 帶上部に、斜長石と緑泥石が不規則に入り混じ、その境界は不規則で、夾在すれば、本岩質である。斜長石に纖維状の紋理を生じていることが多い。黒雲母の分布が、lineation をよく表現している。

平行に、斜長石へアルカリ長石の帶で、黒雲母（が綠色種）は散在する程度である。斜長石の成分は An_{25-35} で、累帶構造は殆んどなく、双晶葉が彌散しているものがある。アバタイト、磁鉄鉱を僅かに含んでいたる。マイクロクリン、パーサイト、ミルメカイトはみられない。

c) 団塊型 金張内に、鏡面(pegmatitic)で、鉱物としては、斜長石が非常に多く、他に、石英、アルカリ長石を伴う。又これは、軽微として極めて複雑な相構成(almandine-spessartite series)を有する。斜長石は累帶構造は殆んどなく、又、成分は An_{25-45} である。ミルメカイト、マイクロクリン、パーサイトはみられない。

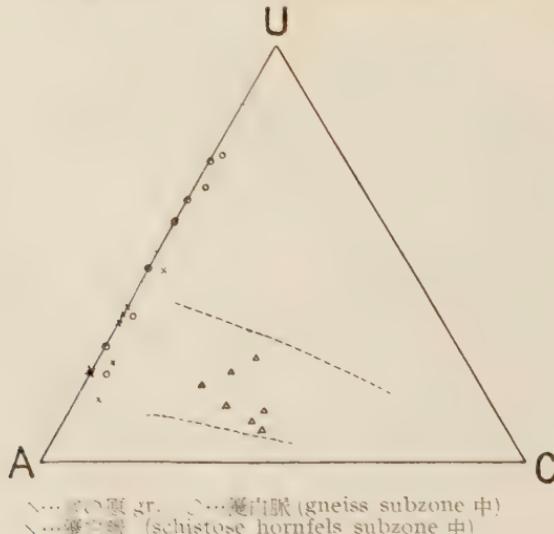
又、この中には黒鉛の良質なものが塊状に賦存し、小規模に稼行されたものがある（下矢部村高須の西方）。

V 優白脈の成因に関する 2, 3 の考察

A) 検討方法

1) Twin method¹⁾：著者提唱の双晶法を採用して、片麻岩本体の復南脈、及び次式起原と考えらるれ宮の原花崗岩の斜長石について検討した。

第 3 図 A-U-C Diagram (双晶法)



1) 薄片は 1 sample につき、2枚測定し、その平均を採用した。

第1表

No	Quartz	Mode %	Alkali-felspar	An %	形態	Twin型 %		
						Plagioclase	Albite量	Carlsbad
片岩 1	47.1	37.9	15.0	29	P	51	2	47
2	52.4	45.3	2.3	32	P	62	0	38
ホル 3	50.0	46.3	3.7	34	C	64	0	36
ルの 4	45.5	40.5	14.0	28	P	66	0	34
ン優 5	36.7	51.0	12.3	31	P	80	3	17
フ白 6	43.8	40.8	15.4	30	C	73	2	25
エ脈 7	39.9	58.9	1.2	38	P	78	0	22
片の 8	30.5	58.4	11.1	32	P	24	1	75
麻優 9	32.1	43.3	24.6	27	C	28	0	72
岩白 10	41.5	41.0	17.5	25	S	42	0	58
亞 帶 中	26.3	51.4	22.3	23	P	37	0	63
5	49.0	52.1	7.9	36	C	53	0	47
6	25.8	72.2	2.0	45	S	63	1	36
7	32.3	47.1	20.6	29	C	75	2	23
8	32.0	52.1	15.9	26	S	72	0	28
9	28.9	53.1	18.0	39	P	32	1	67
10	28.3	67.1	4.6	30	C	78	0	22

* P...準平行型 C...斜交型 S...團塊型

2. Quartz-plagioclase-alkali-felspar mode diagram 優白脈の構成鉱物の性質上、有角鉱物は、その全有率が 5% 以下の場合が普通であるので、それを除き、石英、斜長石、「ルカリ長石」のみを次々列記（積分線にて）して、百分率を出し、上記三角線上に plot した。
3. 組長石区分 優白脈、宮の原花崗岩、aplite の大きさにつき An% を比較した。

B) 解釋

1. 優白脈は C-type のものが 0~5% である。この 5% のものは、鏡面では relict plagioclase ではなく、再結晶物と考えられる。

宮の原花崗岩と比較するとかなり差違が認められる。Gneiss subzone 中のものが、schistose hornfels subzone 中のものより、U-type が多い傾向を示すが、鏡面平行型、斜交型、團塊型の中でも、斜交型が火成岩領域に最も多く侵入している。

2. 優白脈と、火成 aplite とはかなりの相違があり、堆積岩（ここでは砂岩）領域と火成岩領域との中間領域、一部は火成岩領域に亘る。Gneiss subzone 中のものが、schistose hornfels subzone 中のものより火成岩領域に接近している。

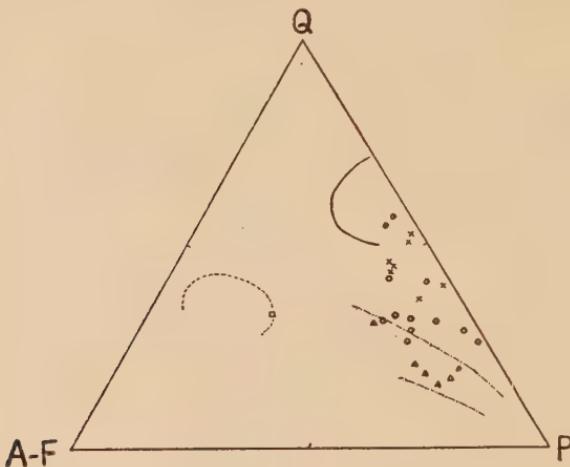
鏡面平行型、斜交型、團塊型の中でも、斜交型が火成岩領域に最も多く侵入している。An% の大小による特徴はみられなかつた。

3. 優白脈の組長石区分は、火成 aplite, pegmatite のそれとは異り、むしろ、granodiorite, tonalite (本地域の宮の原花崗岩) と近似している。

結論

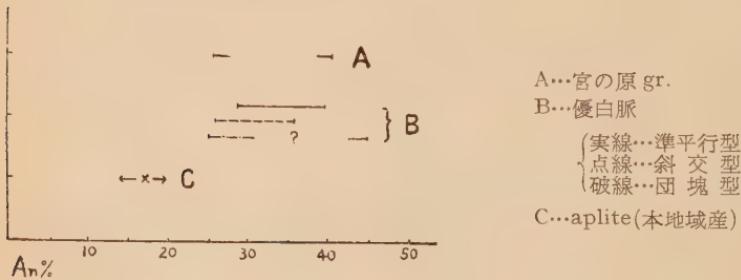
本地域の優白脈が、宮の原花崗岩体からの最終時期の岩漿分化の産物で

第4図 斜長石の Q-P-(A-F) Mode diagram



△…宮の原 gr. □…本地域産 aplite ○…優白脈 (gneiss subzone 中)
×…優白脈 (schistose hornfels subzone 中) 点線区…aplite
破線区…火成岩区 実線区…砂岩区 (?) ●…肥後片麻岩 (砂岩起原)

第5図 斜長石の成分



あるならば、成分的に、もつと An% の少い、aplite, pegmatite 的であるべきではないかと考える。こゝに筆者は次の如く考える。

肥後片麻岩の生成途上における変成分化、変成分結現象として、優白脈（準平行型、団塊型）を生じたが、局部的——主として、宮の原花崗岩類に接近した部分——には、その後の宮の原花崗岩体の進入に伴う、圧力（偏圧）及び熱のために、優白脈は rheomorphic¹⁾ になり、これが各種

1) G. E. Goodspeed; Origin of gneisses. Geol. Soc. Amer. Memoir, 28, 55 ~78, 1948. Rheomorphism の行われる物理化学的環境については議論が多い。

の scale の貫入脈（斜交型）を生じたものと考へる。しかし、既述の検討方法では、宮の原花崗岩体からの emanation があつたか、なかつたかは不明である。従つて、各型の成分（鉱物の量、及び鉱物の種類）の偏動が i) 変成作用の過程における物質のエマネーション（種類と量）の相異によるものか、又は ii) rheomorphism の程度の差に基因するものか、或いは、i) と ii) の両者の折衷されたものに原因するのかは、今後に残された大きな問題である。

磁硫鐵礦中の微量元素について (II) (本邦磁硫鐵礦床の研究 IV)

Minor components in pyrrhotite (II)
(Studies on the pyrrhotite deposits in Japan IV)

武中俊三 (Shunzo Takenaka)*

Abstract: Minor elements of pyrrhotite from the Chichibu mine, Saitama Pref., the Kawayama mine, Yamaguchi Pref. and the Yanahara mine, Okayama Pref., was determined by spectrographic methods.

The results of the qualitative analysis was given and discussed, and the conclusion is reached as that these results differ somewhat from those which mentioned in previous report and it is difficult to expect qualitative difference in trace elements to reflect temperature of ore deposition.

1 緒言

筆者は先に磁硫鐵鉱の分析による微量元素¹⁾の検出を行つて、鉱床生成機構との関連性について吟味を行つたが、錫鉱床や満倅鉱床の場合のような生成温度と微量元素との間に存在する規則正しい関連性を発見する事が出来ず、ただ鉱床中に胚胎する鉱物の成分元素との間にのみ関連性が認められる程度である事を指適した。

最近 V. C. Fryklund²⁾ と R. S. Harner は磁硫鐵鉱中の微量元素特に Co と Niについて論文を発表したが、その考え方は本邦の磁硫鐵鉱の場合についても充分考慮に価するものと考え、従来の結果を再考すると共に、さらに秩父、河山、柵原の各鉱山産の磁硫鐵鉱について分光分析を行つて検討を加えたので以下報告する次第である。

2 試料及び分析法

本実験に使用した磁硫鐵鉱試料は秩父鉱山の -10m 坑より -120m 坑にわたるもの

* 姫路工業大学付属高等学校

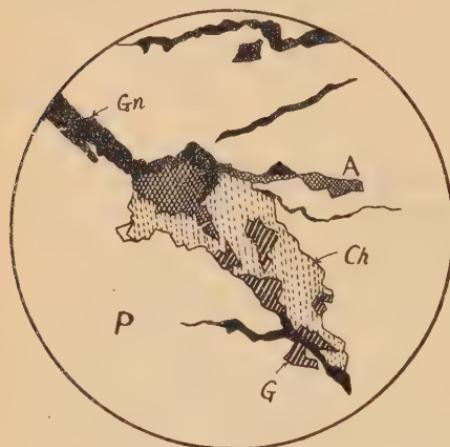
1) 武中俊三；岩鉱 38, 218~222, 昭29

2) V. C. Fryklund, R. S. Harner ; Econ. Geol., 50, 339~344, 1955

と淹上坑のもの、柵原鉱山本鉱床、久木、下柵原及び下谷の各鉱床産のもの、河山鉱山 -20m坑より -110m坑にわたるものを使用した。

試料はすべて予め研磨し、反射顕微鏡下で共生鉱物の有無、その形状組織、構造、大きさ等につき綿密に観察した。その結果は既述の津田、本山等と大差なく、いずれも黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、硫砒鉄鉱及び脈石類が認められた。第1図は河山鉱山鉱石の

第1図 河山鉱山産磁硫鉄鉱 ($\times 50$)



P : pyrrhotite, Ch : chalcopyrite,
A : arsenopyrite, G : galena,
Gn : gangue mineral

顕微鏡観察結果を示したものである。

試料は径1~3mm程度に碎いたものから拡大鏡下で他鉱物の混在しない純粹の磁硫鉄鉱を抽出し、これを瑪瑙乳鉢でさらに-200meshの細粉として磁気選別機にかけ、15mg秤量して試料とした。

前報では分光方法として島津製QM型(小型)分光器による直流連続弧光法を適用したが、今回はさらに高い精度を期するために分光器も島津製石英分光写真器QL-170型(大型)を使用し交流断続弧光法を行つた。

撮影条件は以下の通りである。

i)	試 料	15mg	vi)	スリット巾	10μ
ii)	電 圧	200V	vii)	電極間隔	2mm
iii)	1次電圧	80V	viii)	露 出	6min
iv)	電 流	4A	ix)	現 像	3min
v)	断続比	1:6	x)	定 着	15min
			xi)	乾 板	富士プロセス

元素の検出に際してはJ. E. Hawley¹⁾がSudbury鉱山産磁硫鉄鉱について行つた分光分析に準拠し、検定には原版をそのまま島津製分光写真投影器にかけ、標準永存線表と対比し、第1表に示す永存線について検出した。

3 分析結果とその考察

分析結果は第2表の如くである。猶比較のためJ. E. Hawley等がSudbury鉱山産磁硫鉄鉱について行つた分析結果を記載し対比した。

3鉱山を通じて比較的存在度の高い元素はCr, Cu, Zn, Mn, As, Mg,

1) J. E. Hawley, C. L. Lewis, W. J. Wark : Econ. Geol., 46, 149~162, 1951

第1表

元素	波長(Å)	元素	波長(Å)
Be	{3321.4 3131.1	Cu	{3247.5 3274.0
Ti	3349.4	Zn	{3282.33 3345.0
V	3184.0	Pb	{3242.7 3421.2
Cr	3014.9	Ag	{3280.7 3382.9
Mn	2798.3	Cd	3466.2
Co	{3395.4 3044.0	Sb	{2769.6 2877.9
Ni	{3002.5 3050.8 3414.8	Au	2676.0
As	{2780.19 2349.8	Hg	2536.5
Bi	3067.7	Pb	2833.1
Sn	3175.1	Te	2385.76
Mg	{2802.7 2852.1	Mo	{3798.3 3864.1
Ba	3909.9	Ge	3039.1
In	3256.1	Si	{2881.6 2516.1
Al	3082.2		

で、これに Co, Ni, Ag, Pb が続いている。又 Ti 及び V が偶々存在する。

試料中に混在する他鉱物は可能な限り厳密に除去したが、猶若干顕微鏡的な微粒子として混入する危険性がないとは云えない。この点に関しては Auger 及び J. E. Hawley¹⁾ 等も黄鐵鉱中の微量元素として Au, Ag, Te, Ti, Cu, Mg, Pb, Zn, Ba, Sr 等が黄鐵鉱以外の、黄鐵鉱中に微粒子として存在する他鉱物にもとづく成分である事を指摘している。従つて結果の考察に際してはこの点を充分考慮する必要があり、顕微鏡観察は極めて重要である。

そのため細粉とした試料を封蠟で固め再研磨して混在鉱物の有無について反射顕微鏡下で観察した結果、黄銅鉱、硫砒鉄鉱、方鉛鉱等の硫化鉱物は ×280倍率で認められなかつたが脈石類は依然混入していた。

脈石の主なものは石英、ヘデンベルグ輝石、緑簾石及び方解石で分析結果にはすべてに共通して Si の線が認められ又前報でも Si が多量に認められたと述べたがこれ等の Si は恐らく磁硫鉄鉱中に含まれた元素でなくして、磁硫鉄鉱中に混入するこれ等岩石類の微粒子にもとづくものと考えられる

1) J. E. Hawley ; Econ. Geol., 47, 260~304, 1952

第2表

	Be	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ag	Zn	Sb	Ba	Mn	Pb	Bi	Sn	As	Mg
河 山	0mS-6	P		X	P	X	X	X	X	P		X	P	X	X	X	X
	-20m中-1			X	X	X	X	X	X	P		X	P	X	X	X	X
	-50mS-4			X	X	X	X	X	X			X	X	X	X	X	X
	-80mS			X	X	X	X	P	X			X	P		X	X	X
	-110mN-1			X	P			X	X			X				X	X
秩 父	-110mN-2																
	10m	X		X		P	X	X	X	P	P		X	X		X	X
	0m			X	X		X	X	X	P	X		X	X		X	X
	~100m			X		X	X	X	P	P	P		X	X	P	X	X
柵 原	-110m			X		X							X	X			
	-120m14			X	P	X		X	X	X	P		X	X		X	X
	-120m15			X	X	P	X	X	X	X	P		X	X		X	X
	滝上坑																
4番4-1 6番14-19 7番24-28 15番37-26S 下柵原12,21. W23	X	X	P	X	X	X	X	X	X	X			X	X		X	X
	6番14-19			X	X								X	X		X	X
	7番24-28			X	X								X	X		X	X
	15番37-26S			P	X	X	X	X	X	X	X		X	X		X	X
	下柵原12,21. W23															P	X
久木 原	久木4-N18	X	P	X			X	X	X	X	X		X	X		X	X
	久木4-N28			X	X		P	X	X	X	X		X	X		X	X
	下谷																
Sudbery 鉱山 Highland鉱山	Sudbery 鉱山	P	X			X	X	X	X	X	P		P		X		X
	Highland鉱山					X	X	X	P				X				X

X : Element definitely present.

P : Element probably present.

ので Si は一応除外した。

Goldschmidt¹⁾ はイオン半径の差が 15% 以下の場合には室温で広範囲の置換が期待される事を示しているが、高温の場合はその範囲が多小増大すると考えられるので今その許容範囲を 20% と考えてみると鉄の場合 Fe^{+3} で 0.53~0.8, Fe^{+2} で 0.66~1.0 となる。

第3表は各元素の荷電とイオン半径及び鉄との場合の置換について示したものである。Cr, Co, Ni, Zn, Mn, Mg はいずれも Fe^{+2} と等電荷で且似たイオン半径を有し容易に置換し得る事が推察され、当然その存在度の高い事に対し理論的な根拠を与える事が出来る。又 Ti 及び V は Fe^{+3} に捕捉され、Cu は Fe^{+2} に許容され得る。いずれもイオンの電荷の差が 1 を超えない場合であるから一般的規則に合致している。

これ等に対し微量成分として存在度の低い元素は第3表から判明するように Fe^{+2} 又

1) B. H. Mason (半谷高久訳); 地球化学概論 82~83, 121~125, 1954,
みすず書房

は Fe^{+3} とイオン半径に大きく差があり、このために置換困難で格子内に入り得ないものと思われる。

第3表

元 素	荷 電	イオン半径 (Å)	原 子 置 換
Be	+2	0.34	不純物(格子間隙性固溶体) ?
Ti	+4	0.64	Fe^{+3} に捕捉
	+3		
V	+4	0.61	Fe^{+3} に捕捉
	+3	0.65	Fe^{+3} に擬装
Cr	+3	0.64	Fe^{+3} "
Co	+2	0.82	Fe^{+2} "
Ni	+2	0.78	Fe^{+2} "
Cu	+1	0.96	Fe^{+2} に許容
Zn	+2	0.83	Fe^{+2} に擬装
Pb	+2	1.37	
Ag	+1	1.13	不純物 ?
Cd	+2	1.03	
Sb	+3	0.9	
Ba	+2	1.43	
Au	+1	1.44	
Mn	+2	0.91	Fe^{+2} に擬装
Pb	+2	1.32	
	+4	0.84	Fe^{+2} に捕捉 ?
Bi	+3	1.46	
Sn	+4	0.74	Fe^{+3} に捕捉
Mg	+2	0.78	Fe^{+2} に擬装
Hg	-2	1.12	
As	+3	0.69	Fe^{+3} に擬装
Pt	+1	1.38	
Al	+3	0.57	
Si	+4	0.39	
Ge	+4	0.44	
In	+3	0.92	

Ag 及び Pb は理論的には磁硫鉄鉱の結晶格子に入る事は極めて困難とされる元素で前報ではいづれの鉱床の場合についてもその存在度が低かつたが、今回の 3 鉱山のものについてはいづれも多少存在している。これは Sudberry 鉱山, Highland surprise 鉱山及び Noranda 鉱山産のものについても同様な結果が報告せられ、これ等に対しては Fryklund も見解を述べていないが Pb^{+4} はそのイオン半径が 0.84 で Fe^{+3} のイオン半径の上限値 0.8 に近いのでこれに捕捉される可能性があると考えるが、Ag については不純物として自然銀か硫化鉱物としてか、そのいづれかと推察する。結晶格子に入る事は理論的には全く考えられない。

各鉱山別にさらに検討すると河山鉱山産のものは V, Be, Ti が殆んど存在しない。Cr, Co, Cu, Zn, Ag, Mn, Pb, As, Mg は鉱床の深度に関係なく広範囲に分布しているが Ni, Sb, Bi, 及び Sn は -20m から -80m 附近即ち鉱床の略々中央部附近に集中する傾向を有している。

秩父鉱山では Cr, Cu, Zn, Sb, Mn, Pb, As 及び Mg は深度に関係なく上部から下部にわたつて分布している。Be, Ti, V, 及び Sn は鉱床の下部に存在する可能性が強く、上部では認められない。又全般を通じて Co を欠くのは著しい特徴である。

柵原鉱山では Cr, Ni, Cu, Zn, Ag, Mg, が鉱床の標高差に関係なく広く分布している。Co は本鉱床にのみ存在し、下柵原、久木、下谷の各鉱床には認められなかつた。又下柵原と久木は微量成分的によく類似した傾向を示し、下谷は若干異つている。

以上の結果を総括すると磁硫鉄鉱中の微量成分として Cr, Cu, Zn, Mn, Pb, As, Mg は鉱床の生成過程や型式や又鉱床の標高差に関係なく一般に広く存在する元素である。これは第 1 報に発表したものとよく一致している。又 1 つの鉱床では特有の微量成分が存在し、その深度と存在する微量成分の種類との間には若干の関連性が認められる。

結論

前報に引続いて磁硫鉄鉱鉱床の生成過程を吟味するために磁硫鉄鉱の分光分析的研究を行つた結果次のような事が判明した。

- (1) 磁硫鉄鉱中の微量成分の種類とその生成環境との間に一定の関係を見出す事は困難である。即ち成因や母岩の種類、生成温度、鉱床の形状等が類似していても一般に同種類の微量成分が存在するとは限らない。
- (2) 磁硫鉱中の微量成分で存在度の高い元素は鉱床の生成機構に關係なく、すべて共通して居り、それ等の元素はいずれも Goldschmidt の提唱した理論によく一致しているが、この理論では説明し難い場合もある。
- (3) 同一鉱体内では深度に無関係に広く分布する微量成分と或る部分に偏在する成分とがあり、これ等の成分は各鉱床に特有である。これは同一鉱床でもその生成条件が場所によつてな異つていた事を示しているものと思う。

本研究に際して貴重な資料の贈与を受けた日本鉱業河山鉱業所、日窒鉱業秩父鉱業所並に同和鉱業柵原鉱業所の関係各位、及び分光分析装置の使用を許可されて多大の御援助を戴いた富士製鉄広畑研究所に対して厚く謝意を表する次第である。

抄 錄

鑛物学及び結晶学

7848, Ontario 及び Quebec 産の uraninite と thorianite Robinson, S. C., Sabina, A. P.

20 個の uraninite, thorianite について、夫々の産状を記し、X 線分光分析を行い、格子恒数を決定した。化学組成は U_3O_8 25~73%, ThO_2 7~55%, PbO 7~14% である。 a_0 は一般に Th の含量に比例して大きくなり、その範囲は 5.449~5.564 Å である。1000°C に 10 分間加熱した試料については、この Th の含量と a_0 は、尚一層直線的関係を示す。産状は (1) ベグマタイト中、(2) ベグマタイトと関連のある方解石—螢石—燐灰石脈中、(3) 交代変成作用をうけた晶質石灰岩中の三つの型に分類される。(1) に産する uraninite は 10% 内外の ThO_2 を含み、 $a_0=5.470\text{ \AA}$ 以下で、(2) に於いては ThO_2 10~18%, $a_0=5.47\sim 5.50\text{ \AA}$ で、(3) に産する uraninite は最も ThO_2 に富み (20% 以上)、大部分は thorianite に属し、 $a_0=5.51\sim 5.65\text{ \AA}$ である。(Am. Min.; 40, 624~633, 1955)

[長谷川]

7849, 新鉱物 cerianite CeO_2 Graham, A. R.

Thorianite (ThO_2) や uraninite (UO_2) に類似した Ce の二酸化物 CeO_2 が、天然に産出することが認められ、新鉱物として cerianite と名づけられた。これは Ontario 州、Sudbury 地方 Lackner Township の混成片麻岩に夾在する糖状石灰岩中に極く僅か含まれていたもので、半透明の微細な八面体結晶をな

している。X 線的研究の結果、等軸晶系に属し ($Fm\ 3m$), $a_0=5.42\pm 0.01\text{ \AA}$ の格子恒数を有することが判り、又分光分析によつて本鉱物の化学組成は $(Ce, Th)O_2$ ($Ce : Th=16 : 1$) に相当することが確かめられた。(Am. Min., 40, 560~564, 1955)

[長谷川]

7850, ウラン鉱物の研究 (XVI).

Ianthinite の変成鉱物 Frondel, J. W., Cuttitta, F.

Ianthinite $2UO_2 \cdot 7H_2O$ とされていた、ハーバード大学所蔵標本中の、Katanga 産、紫青色針状結晶について研究した。光学的性質は $\alpha=1.695$, $\beta=1.730$, $\gamma=1.790$, $2V=(-)50^\circ$, $X=c$ 薄桃色, $Y=b$ 橙褐色, $Z=a$ 暗紫紅色で、化学分析の結果、化学式は $UO_3 \cdot 2H_2O$ となつた。本鉱物は ianthinite の U^{+4} が殆んど完全に酸化されて、 U^{+6} となつた epiianthinite と考えられる。X 線粉末写真も ianthinite と異り、ワイゼンベルグ写真から $a_0=7.17\text{ \AA}$, $b_0=11.46$, $c_0=15.20$ が得られた。単位格子中に八分子が含まれ、又比重の計算値は 3.467 である。(Am. Min., 39, 1018~1019, 1954)

[横山]

7851, 放射性鉱物の研究 (VIII).

Uranophane と beta-uranophane Gorman, D. H., Nuffield, E. W.

$CaO \cdot 2UO_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 6H_2O$ の化学式を有する同質二像鉱物である uranophane と beta-uranophane の各産地の試料について、X 線的研究を行い、次の結果を得た。Uranophane は单斜晶系、 $a_0=15.87\text{ \AA}$, $b_0=7.05$, $c_0=6.66$, $\beta=97^\circ 15'$ で空間群は $P2_1/a$ 又は $P2/a$ に属し、 $Z=2$ である。比重は測定値 3.83、計算

値 3.85 で [010] に伸びる針状結晶である。Beta-uranophane は単斜晶系, $a_0 = 6.64\text{Å}$, $b_0 = 15.55$, $c_0 = 14.01$, $\beta = 91^\circ$ で空間群は $P2_1/c$ に属し, $Z = 4$ である。比重は測定値 3.90, 計算値 3.93 で [001] に伸びる針状結晶である。(Am. Min., 40, 634~645, 1955) [横山]

7852. 新鉱物 rabbittite Thompson, M. E., Weeks, A. D., Scherwood, A. M.

ユタ州, Emery County, San Rafael District の Lucky Strike No. 2 鉱山から, Ca, Mg, UO_2 の含水炭酸塩である新鉱物が発見された。この鉱床は三疊系の礫岩に胚胎する閃ウラン鉱の鉱床で, 本鉱物は坑木上に二次鉱物として産し, 薄緑色, 繊維状で絹糸光沢がある。光学的性質は $\alpha = 1.502$, $\beta = 1.508$, $\gamma = 1.525$, 二軸性正で, 比重は 2.6。分析の結果, 化学式は $\text{Ca}_3 \text{Mg}_3 (\text{UO}_2)_2 (\text{CO}_3)_6 (\text{OH})_4 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ となつた。X 線回転写真から $a_0 = 32.6\text{Å}$, $b_0 = 23.8$, $c_0 = 9.45$, $Z = 8$ で, β が 90° に近い単斜晶系と考えられる。粉末写真は, 他の UO_2 炭酸塩鉱物よりも d が大である。(Am. Min., 40, 201~206, 1955) [横山]

岩石學及び火山學

7853. Wyoming 州北部 Bighorn 山地の先カンブリア紀花崗岩類の研究 Osterwald, F. W.

北部 Bighorn 山地の先カンブリア紀の岩石には次の 2 系統がある。(1) 種々の片麻岩, 角閃岩及片岩から成る古期のもの。(2) 花崗岩質岩石から成る新期のもの。花崗岩類は本地域の北及び南端に多い。その成分は極端に変化し, 著しく混合して片麻岩質から塊状型まである。剝離性著しいものは周縁に発達し, 黒雲母に

富む包含物は広大な向斜構造の周縁にそろう狭い地帯にある。顕微鏡的観察からカリ長石は斜長石白雲母を交代しており, 石英は此等三鉱物より後れて生じている事を示している。花崗岩類は先カンブリア紀のアブライト, ベグマタイト及び輝緑岩脈に切られている。輝緑岩脈は可塑性変動を受け一部再熔融したものである。従つて本地域には先カンブリア紀に 2 の変動時期があつた事を示している。花崗岩質岩石は角閃岩相と緑簾石角閃岩相との間の PT 条件の critical mineral assemblage を含んでいる。片麻岩, 花崗岩類の化学分析値を A'CFK' 正四面体に投影すると Bighorn 花崗岩類が単純にアルカリ及び SiO_2 の附加, FeO , MgO , MnO の除去, CaO , Al_2O_3 不変を示している。Bighorn 花崗岩類は部分的に mobile になつたが, 岩漿領域以下の PT 条件で古期片麻岩類が交代されて生じたとする方が都合よい。(Jour. Geol., 63, 310~327, 1955) [千藤]

7854. 西部アフリカの先カンブリア紀花崗岩類の岩石化学的研究 Marmo, V.

西部アフリカの先カンブリア紀に属する, Birrimian 花崗岩類の化学分析値 60 個から, 分子比に就いて $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$: CaO , $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ の関係, ニグリ値に就いて al-Si , alk-C-fm 関係, Barth の standard unit cell に於けるカチオンの変化, 微量成分等を検討した。その結果此等花崗岩類は二つの著しいグループに分けられる。此等は夫々化学成分上フィンランドの Svecofennide 造山運動に伴う synkinematic 及 late-kinematic の花崗岩類によく一致する。後者は前者に比べ SiO_2 , Al_2O_3 及びアルカリに富む。Barth の standard unit cell のカチオンの数は前者は 95 よりも大で, 後者は 95 よりも小である。岩質

は花崗閃緑岩乃至花崗岩である。岩石化学的にフィンランドの latekinematic 花崗岩類に相当するグループは更にソーダに富む亜群とカリに富む亜群とに明かに区別せられる。(Am. Jour. Sci., 253, 391~417, 1955)

[千藤]
7855. 花崗岩の位置の占め方 Walton, M.

花崗岩の問題は、地向斜帶の花崗岩の多くが P-T 環境下の造山転位に統いて、熱力学的安定度の高い組成と形状に岩石が近づく過程から作られるものであると云う考え方から展開している。高温高压地域では固相の Fe, Ca, Mg, の如き主要岩石構成元素に比べ、アルカリその他の花崗岩成分は安定でないので、かかる地域に花崗岩構成元素の相対的移動を伴うボテンシャルが存在する。ボテンシャルは拡散及び交代作用、又は分離液相の生成、移動、再固結の動機となる。ボテンシャルが存在する事と、実際にたどる過程を示す事とは別である。問題は之らの過程に限られた条件を決める事と、それに厳密な標準を作る事である。広域変成領域では花崗岩化の証拠があるが、岩漿性のものも認められる。多くの非変成領域では花崗岩の殆どは岩漿性に違いない。花崗岩の代表するエネルギーレベルと、とりこまれた岩石の変成状態が代表するエネルギーレベルとの調和の度合の概念は、交代性及び岩漿性過程の或る限られたエネルギー必要量を決める基礎となつてゐる。空間問題には積極的と消極的の二つの見方がある。母岩の転位で生じた空間を花崗岩が占めて、母岩が少しも失はれない事は交代作用の仮説に致命的であり、転位のない交代作用の証拠は岩漿性仮説に致命的である。中へ高度の広域変成作用では花崗岩は普通の変成岩より移動し易く、周囲の岩石に対し貫入岩漿の関

係を示し易いと思われる。(Am. Jour. Sci., 253, 1~18, 1955) [玉木]

7856. 西南アフリカ Okonjeje の火成岩体 Simpson, E. S. W.

Okonjeje 火成岩体は西南アフリカ Damaraland 地方における Karroo 期後の火成岩体の一つで、直径 5km 程度のインゼルベルグをおく残丘として侵蝕面上にそびえる。岩体を構成する岩石は明らかに分化し橄欖石斑晶岩から 鉄斑晶岩をへて斜長岩まで、連続的に変化するソレアイト系列の岩石と、橄欖石斑晶岩やエセクス岩からフォヤ岩、プラスキ岩、チングワ岩にいたり、更に岩脈状のアルカリ・ランプロファイアを伴うアルカリ岩列の 2 群の岩石が明瞭に区別される。前者の主要鉱物成分は斜長石、单斜輝石、斜方輝石、橄欖石、黒雲母等でアルカリ長石、石英は極く少量である。これに対し後者のそれはアルカリ長石、斜長石、霞石、橄欖石、单斜輝石、ヘスチングス角閃石等である。ソレアイト系列の岩石 11 個アルカリ系列の岩石 14 個及び造岩鉱物 7 個の化学分析、分光分析を行い、そのモードを求め、これ等について著者の提唱した図示法によつて分化作用の過程を説明し、この二つの系列は唯一の共通な根源苦鉄質マグマから、主に苦鉄質鉱物と珪長質鉱物の分別結晶作用によつて生じたものであると結論している。(Trans. Geol. Soc. South Africa, 57, 125~169, 1954) [八木]

7857. 自然界の理解を助けるための実験 Bowen, N. L.

無水状態における珪酸塩系の平衡関係を実験的に決定した結果から、いかなる造岩酸化物よりも液体からも分別結晶作用によつて出来る残液はつねにアルカリ、アルミナ、珪酸にとむ液体で、他の酸化物は殆んど含まれないことが判つ

た。但し酸化鉄のみは例外で、残液中にもかなり含まれることがあるが、これが実際に増加するという点は実験的に確かめられていない。従つてこの様なアルカリーアルミナーサイ酸に水を添加した系の平衡関係の研究は、すべての造岩酸化物から成る混合物の残液の組成を示すべきであり、その組成はソーダ長石、カリ長石と石英が略等量であることを示す。もしも花崗岩が実際に従来考えられていた様に、全ての酸化物を含む複雑な液体の分別結晶作用の残液であるならば、花崗岩の組成はこの実験的に決定した最後の残液の附近に集中すべきである。そこで 571 個の花崗岩や閃長岩の分析値のノルム組成を、Ab, Or, Qz の 3 成分として投影してみると、大部のものはこの残液の組成のまわりに集中するのである。従つてこのような一致は、花崗岩が分別結晶作用の残液の結晶作用によつて出来たとの仮説を支持するものである。(Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, 106, 1~12, 1954) [八木]

7858, 3 個の石質隕石と花崗岩の年数
Thomson, S. J., Mayne, K. I.

地質年数を算出するに $A^{40} - K^{40}$ 法を用い、鉱物から A を抽出する場合直接熱する方法と、溶剤を用いて行う方法との 2 通りに就いて行い、K は焰光分析によつて定量している。之の結果によると隕石では Akaba 産 3.8×10^9 年、Brenham Township 産 3.5×10^9 年、Monze 産 1.9×10^9 年と算定され、花崗岩では 4.9×10^8 年と算定された。興味あることは Brenham Township 産の pallasite の鉄中に含まれる橄欖石の地質年数で、他の報告によると岩石相の地質年数が、金属相の年数より約 10 倍古く算出されている。その原因は pallasite が生成される時既に結晶した サイ酸塩が未だ熔融状態の

金属中に含有されていた事によつて説明されると言ふ。(Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 169~176, 1955) [植田]

金屬礦床學

7859, Steep Rock Lake の地質及び鐵鉱石 Jolliffe, A. W.

本地域には下部から pre-Cambrian の Steeprock group に属する石灰岩及び苦灰岩、鐵鉱層、火成碎屑岩及び熔岩、凝灰岩及び水成岩累層が堆積し、その後の花崗岩底盤の進入により、地層は急傾斜し、多少の変質作用を受けている。鐵鉱層は主に針鉄鉱及び赤鉄鉱よりなり、他に黄鉄鉱、石英、珪岩、碧玉、炭質物、サイ酸塩類、酸化物等を含む。この鉱床は従来熱水溶液が断層の破碎部を交代して生じたと考えられた。しかし鉱体は層位学的に Steeprock group の一部をなし、鉱石を含む層の中で、鉱石に乏しい部分は水成堆積である事等を示す故、鉱床は次の如くして生成されたと考えられる。

鉄、満喰を含む炭酸塩類の堆積後隆起し、その浸蝕面に風化残留物を生じ再び沈降し、残留物の一部は水の作用で運ばれて大量の含鉄物を堆積し、その後の化学的又は生化学的作用で褐鉄鉱を生じた。廃石中には豆石質紅土を伴うが、これはこの時期に碧玉質堆積物の生成と地盤隆起があつた事を示す。この堆積は鉱層上盤の火成碎屑物を生じた火山活動によつて終る。更にその後に花崗岩底盤の貫入があり、それに伴う熱水溶液により褐鉄鉱は針鉄鉱に変じ、或るものは赤鉄鉱に変じた。鉱石中の黄鉄鉱は熱水溶液が硫黄を伴つてゐた為に生じた。(Econ. Geol., 50, 373~398, 1955) [鈴木]

7860, Jamaica, B. W. I. のボーキサイト鉱床の鉱物学及び成因 Hill,

V. G.

Jamaica島には多數のボーキサイト鉱床とテラ・ロサを伴う始新世に属する石灰岩が広く分布する。鉱床はパイプ状、長い板状或いは毛布状等の形状をとり、海面より 250 呎以上に主要鉱床がある。主要成分鉱物は水簾土であるが、他にペーム石、高陵石、ハロイサイト及び一部は赤鉄鉱、他はゲル状と考えられる鉄を伴う。又微量の軟マンガン鉱、磷酸塩鉱物、石英、白雲母、正長石、電気石、柘榴石、火山玻璃等を含む。鉱床はそれを伴う石灰岩より直接もたらされたと考えられる。石灰岩は全体的に純度が高いが、0.5% の Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 及び水よりなる醋酸不溶性残渣を含む。鉱床は次の如くして生成されたであらう。即ち熱帶の雨期には、石灰岩は溶解され、非炭酸塩鉱物は化学的に又は機械的に運ばれ、石英、含チタン赤鉄鉱、水酸化鉄、珪酸、粘土及びボーキサイトの混合体を堆積する。乾期にはその中の水は地表に珪酸、時には炭酸塩の残渣を残して蒸発し、次の雨期には炭酸塩は溶け再び不溶性残渣が沈澱する。かくして鉱床は発達するが、もし脱珪酸作用が急速に行われる時はボーキサイト鉱床となり、然るざる時に泥質紅土をつくる。(Am. Min., 40, 676~688, 1955) [鈴木]

7861, Peru, Atacocha 鉱山の地質
Johonson, R. F.

当地域の地質は石灰岩、頁岩、砂岩、チャート(三疊紀～白堊紀)と、これらを貫く第三紀石英安山岩となる。鉱床は主断層に伴つて生じた小規模な交叉褶曲の tension fracture に支配される鉱脈型と、石灰岩を不規則に交代する交代型の 2 種に分けられる。構成鉱物は黄鉄鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱のほか、少量の硫砒鉄鉱、黄銅鉱、白鉄鉱、白鉛鉱、砒

黝銅鉱、孔雀石、綠簾、鷄冠石、雄黃、菱マンガン鉱、石英、方解石、石膏、螢石、カオリン、モンモリロナイト系粘土鉱物等である。交代型鉱床では方鉛鉱、閃亜鉛鉱がほぼ等量であるが、鉱脈型鉱床では方鉛鉱が優勢で、砂岩、チャート中ではその品位が低下する。母岩は漂白化、珪化、粘土化作用を蒙るがその変質度、範囲は極めて不規則で探鉱の指針にはならない。また、鉱床の一部は酸化、二次富化作用が行われている。前記鉱物の共生関係、産状より本鉱床は亜中熱水性(leptothermal)鉱床と思われる。(Econ. Geol., 50, 249~270, 1955) [阿部宏]

7862, 放射能酸化鐵鉱に関する研究の進展 Lovering, T. G.

米国西部諸州より産する褐鉄鉱は屢々放射能を呈する。これは褐鉄鉱中にウラン及びトリウムが含有されるためである。著者はその放射能元素の存在状態及び成因を攻究するために、62 箇の試料について産状、地質学的環境、肉眼または顕微鏡的観察、オートラジオグラフィー、方射能測定、半定量的分光分析、定量化学分析、示差熱分析及び X 線粉末撮影等を行ない次の様な結果を得ている。1) 褐鉄鉱中には 0.001~0.7% U, 0.001~4.16% ThO_2 が含有される。2) 褐鉄鉱中に針鉄鉱、鱗鉄鉱、赤鉄鉱、鉄明礬石、菱鉄鉱、黄鉄鉱等の含鉄鉱物がみられ、ウラン及びトリウムは主として針鉄鉱、稀に鱗鉄鉱中に集約される。3) 褐鉄鉱中の微量成分 As, Zn, Co, Mo, Cu, V 等はウランの量と比例して増加する場合がある。4) 褐鉄鉱中の含ウラン鉱物は 2 次的産物で初生のウラン鉱物が硫酸溶液または地下水等の酸化作用で UO_2^{+} , $(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2^{2-}$ または $(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_3^{4-}$ 等のイオンとして溶解し、これが母岩及び鉄の作用等による中和作用や膠質水酸

化鉄による吸着作用等を蒙つて 2 次的ウラン鉱物として沈澱したものと考えられ、一方トリウム鉱物はウランより酸化され難く従つて溶液となつて流出する場合少なく露頭附近の褐鉄鉱中に残存したものであろう。(Econ. Geol., 50, 186~195, 1955) [萱木]

7863. 逆入岩体及び熱水鉱床縁辺部の発光現象 McDougall, D. J.

逆入岩体や熱水鉱床の縁辺部には屢々 各種の発光現象が認められるが、これは 鉱物中の微量成分、放射能等に由来するものである。これらの現象が逆入岩体や 熱水鉱床と密接な関係を有する場合には、 その現象を詳しく観察する事によつて 微量成分や放射能の分布状態を知り、併せて 岩体の境界、鉱床の位置や規模等を推察、 究明する事が出来る。著者は Quebec 鉱床地帯の数ヶ所に於いて各種の発光現象 (thermoluminescence, fluorescence, cryoluminescence) の分布状態を詳細に 研究し、次の如き興味ある結果を得た。

- a) 発光現象は一般に逆入岩体、熱水鉱床の縁辺部に集中しているが、発光賦活体 (activator) の無い場合、或は減殺作用 (poisoning) の存在する場合はそれが認められない。 b) fluorescence, cryoluminescence は微量成分、過剰イオンに 支配される。 c) thermoluminescence は 放射能に起因するものと思われ、放射能の 分布状態、変質作用等に密接な関係を 有し、鉱床の探査に有力な指針となる。
- d) 特に塊状、脈状硫化鉱床と関係ある 逆入岩、噴出岩体が存在する場合には、 “front” と称する高放射能地帯が存在し、この front の巾と鉱床の規模とは極めて関係が深く、これ等の発光現象を調べることによつて鉱床地帯の範囲を或程度確認する事が出来る。(Econ. Geol., 49, 717~726, 1954) [山脇]

石油鑛床學

**7864. 陸成層中の石油とガス (其の二)
西部パキスタン 第三系上部淡水成層からの産油 Pintold, E. S.**

西部パキスタンの油蔴は主に頁岩と石 灰岩からなる始新世の地層中に見られ、 特に公海乃至半鹹半淡水の内海間で生成されたと思われる石灰岩中に著しい。この始新世の地層を不整合に覆うて中新世から洪積世までにわたる Nimadric 層と呼ばれる砂岩、粘土、礫岩からなる厚い 淡水成の地層がある。この Nimadric 層は背椎動物の化石を豊富に含む。この地域の油田は西部パキスタンの遙か北部にあり 4 つに分けられる。このうち Khaur 油田のみが上記の Nimadric 層の砂岩から産油し、地表から始新世の地層に達する 5,400 呎の深さまでの全ての砂岩の fissure から石油が出る。 Nimadric 層は石油根源層として知られている どんな地層にも似ていない。又上述のよ うに地表の石油衛候は始新世の地層に圧倒的に多い。従つて Nimadric 層の石油は恐らく始新世の地層から上方に移動したものと考えられる。この移動は断層面に沿うて起きたが、砂岩中の石油の分布は断層と直接の関係は認められない。移動は多分背斜の冠部の crack と fissure を通つて起つたようと思われる。其の他の移動証拠として次の如きものが挙げられる。油田鹹水が深さと共に鹹度を増す。又 1000 呎の深度の砂岩中の石油と更に深い個別の石油の性質が異なり、而もこの 2 種類の石油は共に始新世地層中の異なる産油層から夫々発見される故、Nimadric 層の 2 種の石油は恐らく移動前の性質を示すものであろう。更に Dhulian 油田では始新世地層の上部 200

~300 呪の Nimadric 層から少量の重質油が不規則に産するが、これは中新世時代に地表油蔵として現出したために生成されたものであろう。 (Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 38, 1653~1660, 1954)

[田口]

7865. 1954 年度国外石油事情 Guzman, E. J., Mina U., F., Effinger, W. L., King, R. E., Hedberg, H. D., Heater, H. D., Kaufman, G. F.

Mexico: 1953 年から 1954 年まで 149 の探掘を併せて夫々 356 及び 293, 78% の成功率を収め、新油田及び瓦斯田 27, 新油槽 56, 既知油田の開発 33 箇所。大部分の新開発地域は産油し、特に Golden Lane (Tampico embayment) 南東新油田による増産が注目される。産額は 85, 230, 207 バレル (oil & distillates), 93, 906, 946 (MCF. gas)。

South America, Caribbean area: 53, 037, 891 バレル, 7% の増で、前年の 10, 058, 108 バレル, 1.3% 減と対照的である。産油量増加で注目されるのは Bolivia と Chile, 減産では Peru と Venezuela である。産額は Argentina (Y.P.F. & other) - 29, 572, 086, Bolivia - 1,695,000; Brazil - 991,520; Chile - 1,736,248; Columbia - 39,654,014; Ecuador - 3,194,310; Peru - 17,161,525; Trinidad - 23,628,000; Venezuela - 692,110,105, 計 - 809,742,808 (前年度計 - 756,704,917)。年間試探掘数は 1,455 (oil), 35 (gas), 364 (dry), 計 - 1,854, 成功率 81%。

Europe: 前年と同じく続いて 20% 増、日産平均は 87,486 バレル (Russia 領域を除く)。南西仏 Parentis 油田が新油田として注目される。西独は日産 52, 940 バレルで引続き最高を保ち、北西独では物探 (反射) により不整合下の油砂

の発見に成功。更に Bavaria の sub-Alpine Malasse trough の断層地塊では各 2 つの新油、瓦斯田が発見された。伊国では問題のポー河流域で瓦斯田 3 つが発見され、Sicily の Ragusa 油田は前年度発見以来、本年末には full production にある。産額は France - 3, 604,129; Germany - 19,327,800; Great Britain - 431,880; Italy - 537,530; Netherlands - 6,526,400; Yugoslavia - 1,504,856, 計 - 31,932,585 (前年度計 - 26,344,636)。尚尙新油・瓦斯井数は独 14, 伊 13, 仏 3 で、成功率は夫々 13.7, 44.7.5%, 西欧総計で 45 井, 20.1 % である。

Africa: 前年度 17,970,916 バレルより 15,241,492 バレルに下つた。これは主として Egypt の Asl 油田の減産 (前年 - 5,614,886, 本年 - 2,403,974) による。French Morocco が稍増、逆に Algeria が減少。本年に於ても探掘が進み Algeria, Egypt, French Morocco, Niagara は特に開発された。総延長 786, 473 呪でこれまでの最高、48 井が稼行された。試探掘夫々 69 及び 86, 成功率 58 及び 5.6%。産油量は Algeria - 570,595; Egypt - 13,785,877, Morocco - 88,020, 瓦斯は Tunisia - 55, Morocco - 290 (百万立方呪)。

Middle East: 総産額 998,804,700 バレル、日産平均 2,716,460 バレルでこれまでの最高を示し、前年の日産より 291,070 増加。India, Pakistan, Burma で計 5,733,000 バレル日産平均 15,710 (前年は 13,560)。新油田として南西 Iraq の Runaila, 北東 India の Nahorkatiya の 2 つがある。本年産油量は夫々 Iraq - 228,068,400 Saudi Arabia - 347,844,900, Middle - East - 998,804,700, India - Pakistan - Burma -

5,733,000, 総計 1,004,537,700 バレル。

Far East: 開発が遅れているが、年間約 700 万バレルの増加をみた。特に Indonesia 78,603,026 (前年 74,332,823), Netherlands New Guinea 4,041,008(1,750,735) 及び Communist China の推定 1,790,900 (894,250) が著しい。他に British Borneo 36,377,334, Sakhalin 8,000,000, Formose 35,080 及び Japan 2,124,047 (2,101,305) で、総額 130,970,495 (123,950,881), 平均日産 358,823 バレルである。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 39, 1214~1402, 1955) [加藤]

7866. ユタ州 Uinta 盆地 Green River 累層の層序及び岩相 Picard. M. D.,

Uinta 盆地はユタ州の北西に位置する構造・堆積盆地である。この盆地内には Red Wash, Duchesne, Duchesne County, Flat Mesa, Roosevelt の各油田があり、主要な含油層は Green River 累層でこの累層は盆地周縁部に向つて横に岩相変化する顕著な湖成の堆積環境の堆積物であることがわかつた。層序は岩相的に下位から ① black shale facies, ② delta facies, ③ Evacuation Creek and Parachute Creek members, ④ saline facies, ⑤ sandstone, limestone facies と 5 つにわけられ ①~③ が Green River 累層, ④⑤ が Uinta 累層としてまとめられるが、夫々の岩相区分の特徴は直接に堆積環境の変化を反映している。大局的には、海進期—安定期—海退期と 3 つの大きな古地理的変遷をもつ一連の始新世の堆積相で、Green River 累層の湖成堆積物は ②③ で代表されるが、地域的に岩相変化が極めて著しいことが指摘された。油井試料と野外観察資料からこの湖成堆積相の分布状態、岩相、

古生物を詳しくしらべ 堆積環境の変化による岩相変化の特徴について論議している。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 39, 75~102, 1955) [島田]

7867. 海成堆積物の炭素と窒素の関係 Bader. R. G.,

Gulf of Marine と Pugot Sound の海岸地域から採取した 65 ケの海成堆積物 (その中 43 個は surface sample, 22 個は 13 箇所のコアの subsurface sample) について炭素と窒素を測定した。有機炭素は乾式燃焼法で、窒素はマイクロキールダール法で測定し炭素と窒素の相関々係を対数で表し、その結果を Trask (1932), Waksman (1933), Gripenberg (1934), Wiseman and Bennett (1940), Mohamed (1949), Arrhenius (1950), Emery and Rittenberg (1952) 等の資料を引用して比較した。Surface sample の炭素量は最大 4.74%, 最小 0.24%, 平均 1.61%, 窒素は最大 0.58%, 最小 0.02%, 平均 0.19% で、対数で一次函数として表わされるが、これ迄の各資料と比較すると対数値の範囲が広く変化している。Subsurface sample は峡湾からのものであるが深くなるに従つて有機物が連続的に減少する傾向がみられ、また C/N ratio はこれ迄一般に深さの増加に比例すると理論的に結論されているが、このことは必ずしもあてはまるわけがないことが指摘された。この様に同一地域からの試料でも surface と subsurface では夫々全く異った関係を示し、この相異の一要因として有機物の供給量・有機物の分解・微生物の活動等があげられるが海成堆積物の炭素の窒素の相関々係は、いろいろな型があり一般的な結論を求むるよりも各々の地域で本質的に究明すべき問題である。(Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 205~211, 1955) [島田]

岩石礦物礦床學會誌

第三十九卷

自第一号(昭和三十年二月)

至第六号(昭和三十年十二月)

總 目 錄

研究報文

長野県伊那地方の領家花崗岩および領家変成岩.....	石井 植田 島津	清彦 良夫 光夫	1
三波川変成岩中の低変成度のペリティックな片岩のなかの パイラルスバイトのガーネット	都城	秋穂	10
数個の煌斑岩及び泥岩のオートラヂオグラフ	早瀬 堤	一一 得道	15
足尾鉱山產鉱石の反射顕微鏡的研究(I) (黄錫鉱及び斑銅鉱)	山江	徳載	21
束縛アダメロ岩々体の岩石学的研究	島津	光夫	30
東北日本第三紀花崗岩類 I (和賀地帶横黒線沿線の花崗岩類) ..	石井 植田	清彦 良夫	43
北部北上山地早池峰山附近の岩石 (超塩基性岩の変成現象)	浅井	宏	59
山口県出葉の曹長岩	村上	允英	68
福島県小野新町附近に産出する蛭石について	三本杉己代治		76
自在廻転台の傾斜角補正用の新図表	宇留野勝敏		87
岩手県岩泉町附近のベグマタイト産パーサイト, チタン鉄鉱,			
褐簾石及びパイロックスマンジヤイトの化学成分	大森 啓一 長谷川修三		91
大峰鉱山產キューバ鉱について (岩手県大峰鉱山產銅鉱石の 研究 V)	竹内 常彦 南部 浩三 斎藤	松夫 浩三	99
松尾鉱床の富鉱部と地質構造について	及川準之助		103
田川並に大峰炭坑産白雲石	山本 敬		111
早池峯山附近の塩基性岩中に産する電気石	浅井 宏		118
福島県石川郡山橋村関畑産灰重石	大森 啓一 大塚 清彦 横山 鼎		127
発光石灰岩の応用地質学的研究 (第1報)	鈴木廉三九 早川 典久		132
山形盆地南縁部に於ける地体構造的特質と鉱床の構造支配 について	舟山 裕士		144

北海道苫小牧市を中心とする海浜砂鉄鉱床について (I) (II)	大町北一郎 鈴木淑夫 早川彰	{ 154 216
鳥取県日野上鉱山産の白緑泥石及びそれに随伴するクローム 鉄鉱について	北原順一	167
岩手県北部北上山地田野畠花崗岩体の多様性	石井清彦 千藤忠昌 (植田良夫)	{ 177
鬼首カルデラ周辺の熔結凝灰岩の岩石学的所見	勝井義雄	190
岩手県東磐井郡大東町興田産コランダム及び灰鉄柘榴石	長谷川修三	194
新庄層群の砂岩粒度分析(I) —新庄盆地東縁部長沢地区—	加藤磐雄 阿部正宏	{ 204
古琵琶湖層の粘土礦物について	兼松四郎	223
愛知県雨生山近傍の塩基性・超塩基性火成岩 (予報)	浅井宏	233
福島県徳沢鉱山産ペメント石の1種	白水晴雄 広渡文利	{ 241
新潟県大倉鉱山の蒼鉛鉱物について	郷原範造	248
熊本県肥後片麻岩中の優白脈に関する2, 3の考察	山本博達	253
磁硫鉄鉱中の微量元素について (II) (本邦磁硫鉄鉱々床の研究IV) 武中俊三	武中俊三	261

会報及び雑報

故本会々長神津倣祐先生、会員動静、昭和29年度会計報告、本会主任の変更、日本地質学会東北支部総会記事、日本鉱山地質学会総会記事、寄贈及び交換図書

新刊紹介

Isotope geology. By K. Rankama.
Geology of petroleum. By A. I. Levorsen.

外15件

抄録

鉱物学及び結晶学	Wenzelite と baldaufite の hureaulite への一致	外48件
岩石学及び火山学	Kenya, Ruri 高原のアルカリ閃長岩	外31件
金属鉱床学	Jersey 鉛一亜鉛鉱床	外32件
石油鉱床学	原油、アスファルト、含油岩石に伴うウラニウム及びその他の諸金属	外27件
窯業原料鉱物	白榴石—コランダム—スピネル及び白榴石—苦土橄欖石—スピネルの三成分系	外3件
参考科学	Al_2O_3 と共存する Fe_2O_3 , TiO_2 の定量法	外9件

会員名簿

やして論じている volcanism の章は、時空間の volcanism の分布を述べ、この地域の構造的特徴に対する magmatic province の関係にまで発展している。インドネシア地域は負の重力異常の極めて高い地域であり、又いわゆる “active area” であるので、相似した環境下にある我が国的一般地質学研究者、殊に構造地質学研究者にとつては興味ある有用な参考書となろう。(本文 167頁、発行所 Martinus Nijhoff, The Hague, 1954年発行、約 1600円)

[田口]

Internal structure of granitic pegmatites. By E. N. Cameron, R. H. Jahns, A. H. McNair and L. R. Page.

1939 年から 1945 年に至る 7 年間にわたった雲母、Be 鉱物、Li 鉱物及び Ta 鉱物の調査結果をまとめたもので、米国の多数のペグマタイトが詳しく説明、総括されているので、良い参考書である。米国の東部に見られるペグマタイトは古生代に属し、ロツキー山脈地帯のペグマタイトは前カンブリア紀である。ペグマタイトと関係の深い火成岩は主として花崗岩、石英モンソニ岩或は花崗閃緑岩で、又ペグマタイトの大きさは大小様々であるが、その規模は長さ数吋から数哩まで、厚さ 1 吋から 500 吋までである。形も千差万別で変化に富んでいるが、概して板状、レンズ状又は不規則状のものが多く、パイプ状は少い。特に結晶片岩等の片状岩中のペグマタイトはその母岩の構造に対して整合的に発達している。又ペグマタイトは母岩の裂隙を充填した裂隙充填型、母岩を交代した交代型の他に、内部の構造が周辺部から中心部まで帶構造の発達した累帯型等に分けられ、更にペグマタイトの周囲から、中心に向って、鉱物組合せの変化の傾向を調べると、(1) 斜長石、石英、白雲母；(2) 斜長石、石英；(3) 石英、パーサイト、斜長石に白雲母或は(及び)黒雲母が伴う；(4) パーサイト、石英；(5) パーサイト、石英、斜長石、アムブリゴナイト、黝輝石；(6) 斜長石、石英、黝輝石；(7) 石英、黝輝石；(8) リシア雲母、斜長石、石英；(9) 石英、微斜長石；(10) 微斜長石、斜長石、リシア雲母、石英；(11) 石英の順であるが、この様な 11 の帶が全部備つているものは少ない。卷末に多數のペグマタイトのスケッチその他の附図が付けられている。(本文 115 頁、附図 78、附表 5. Economic Geology, Monograph 2. 1949 年発行、1,600 円)

[大森]

本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿部 宏	阿部 正宏	石井 清彦	植田 良夫	大森 啓一
加藤 磐雄	今野 弘	島田 昱郎	島津 光夫	菅木 浅彦
鈴木 光郎	千藤 忠昌	田口 一雄	長谷川修三	横山 鼎

昭和 30 年 11 月 20 日 印刷

昭和 30 年 12 月 1 日 発行

發行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石礦物礦床学会
〔電話仙台③1181 (内線311)〕

編輯兼発行者 大森 啓一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笠氣出版印刷株式会社

印刷者 笠氣幸助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会

会費拂込先 同上 [振替仙台 8825 番]

本会会費 一ヶ年分 400 円 (前納)

本誌定價 一部 80 円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- On the clay minerals of the Kobiwako bed, Shiga Prefecture. S. Kanematsu.
The preliminary study on the basic and the ultrabasic igneous rocks in the vicinities of Mt. Ubu, Aichi Prefecture. H. Asai.
Bementite from the Tokuzawa mine, Fukushima Prefecture. H. Shirozu and F. Hirowatari.
Bismuth minerals from the Okura mine, Niigata Prefecture. H. Gohara.
Study on the leucocratic veins from the Higo gneiss, Kumamoto Prefecture. H. Yamamoto.
Minor components in pyrrhotite (II) (Studies on the pyrrhotite in Japan IV). S. Takenaka.
Notes and news.
Announcements from the Association.
Book reviews.
Petrographic mineralogy. By E. E. Wahlstrom, etc.
Abstracts :
Mineralogy and crystallography. Uraninite and thorianite from Ontario and Quebec, etc.
Petrology and volcanology. Precambrian granitic rocks in northern Bighorn mountains, Wyoming, etc.
Sci. of metallic deposits. Geology and iron ores of Steep Rock Lake, etc.
Sci. of petroleum deposits. Oil production from upper Tertiary fresh-water deposits of West Pakistan, etc.